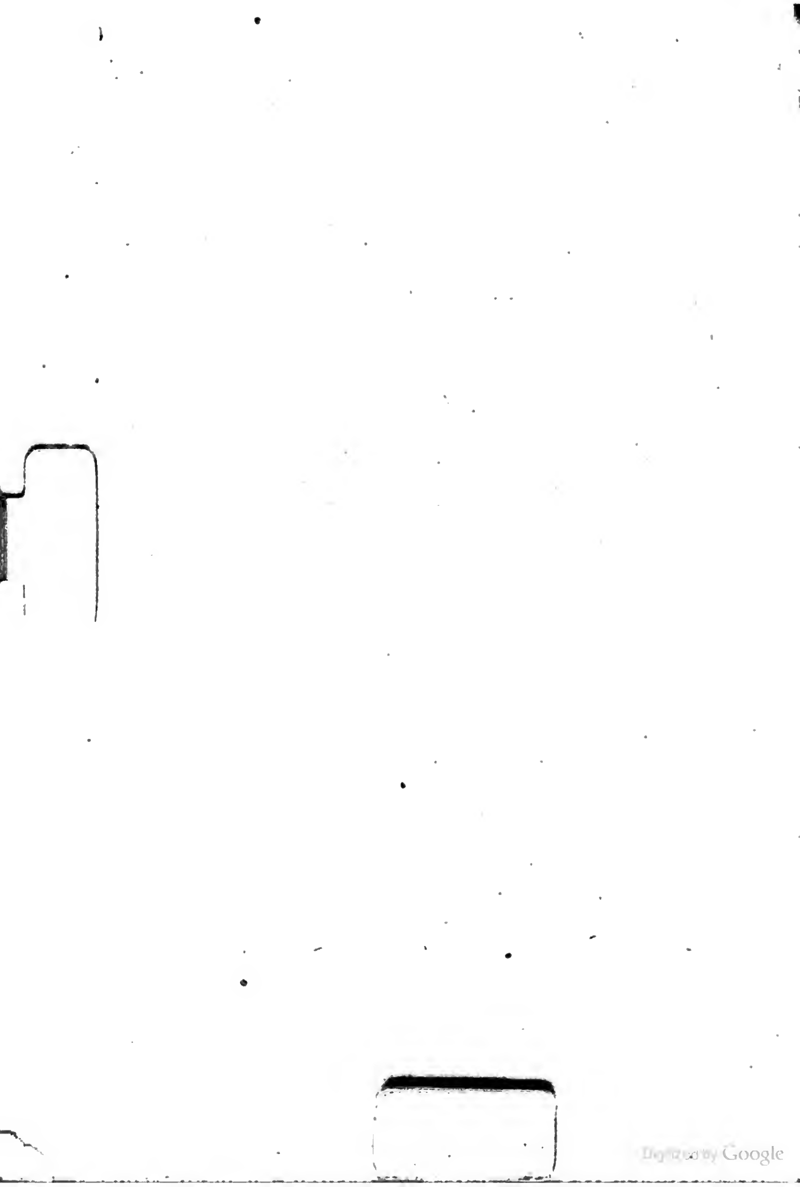
# Geologie des Meeresboden... Bodenbesch... nutzbare materialien ...




UNIVERSITY OF CALIFORNIA SAN DIEGO
3 1822 00053 9338
GC
83
A53
v.2
c.2.
S.I.O.
Digitized by Google

Dr. K. Andrée

# Geologie des Meeresbodens



# Geologie des Meeresbodens

von

**Dr. K. Andrée**

a.o. Professor der Geologie und Paläontologie, Direktor des Geologisch-paläontologischen Institutes und der Bernsteinsammlung, sowie der Hauptstation für Erdbebenforschung Königsberg-Gr.-Raum der Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr.

Band II: **Bodenbeschaffenheit, Nutzbare Materialien am Meeresboden**

**Mit 139 Textfiguren, 7 Tafeln und 1 farbigen Karte**

Leipzig
Verlag von Gebrüder Borntraeger
1920

Druck von E. Buchbinder (H. Duske), Neuruppin

Dem Andenken

an

**E. Philippi**

# Vorwort

Die vorliegende Darstellung ist ohne Vorgängerin und stellt einen ersten Versuch dar, das weitschichtige und in einer vielsprachigen Literatur zerstreute Material zusammenzutragen, systematisch zu ordnen, zu sichten und zu verarbeiten. Die Anregung hierzu erfolgte, nachdem der Verfasser an Stelle des zu früh verstorbenen E. PHILIPPI in dem von G. STEINMANN und O. WILCKENS redigierten „Handbuch der Regionalen Geologie" den Abschnitt über den Meeresboden übernommen hatte und nun damit begann, das Material hierfür durchzusehen. Denn es zeigte sich sehr bald, daß es nicht möglich war, im Rahmen jenes Handbuches alle die Probleme mit geologischem Geiste zu durchdringen und erschöpfend darzustellen, welche der Meeresboden darbietet; und so ist während des Fortganges der Arbeit, im Laufe mehrerer Jahre, jene erste Absicht zunächst mehr in den Hintergrund getreten, da es eben doch nötig erschien, tiefer zu schürfen, als anfänglich für jenes Handbuch in Aussicht genommen war. Es wird daher eine besondere Aufgabe sein, die regional-geologischen Ergebnisse aus der vorliegenden Darstellung, die nunmehr zu einem besonderen Werke herangewachsen ist, für jenes Sammelwerk herauszuarbeiten, während an dieser Stelle vor allem die Allgemeine Geologie des Meeresbodens zu ihrem Rechte kommen mag.

Schon das Sammeln des Materials, das in der Literatur verstreut ist, sowie das zur Bildung eigener Anschauung wichtige Zusammenbringen einer Sammlung rezenter mariner Sedimente haben viel Zeit und Mühe gekostet; und gerade das Letztere wäre nicht gelungen ohne die tatkräftige Unterstützung von seiten des Leiters der „Gauß"-Expedition, des Münchener Geographen E. VON DRYGALSKI, ferner des Berliner Zoologen E. VANHÖFFEN †, Mitgliedes nicht nur der Grönland-Expedition des Berliner Vereins für Erdkunde, sondern auch der Deutschen Tiefsee-Expedition auf der „Valdivia" und der Deutschen Südpolar-Expedition auf dem „Gauß", sowie endlich von seiten der Norddeutschen Seekabelwerke in Nordenham a. d. Weser, wofür aufrichtig zu danken nicht verfehlt werden soll. Mancherlei Resultate, welche die Verarbeitung ergeben hat, werden — glaube ich — jenen Aufwand rechtfertigen, welchen diese einleitenden Literatur- und Materialstudien erforderten: — einen Aufwand, der nach Lage der Dinge nicht zu umgehen war,

wollte man in das Walten der Kräfte am Meeresboden, denen man an Ort und Stelle mit eigenen Augen nicht beikommen kann, von höherer Warte aus einen Blick werfen. Daneben aber dürften auch — wie ich hoffe — zahlreiche eingestreute, eigene, bisher unveröffentlichte Beobachtungen besonders an den Küsten der Nord- und Ostsee und ihren Bildungen, aber auch des Mittelmeeres und Atlantischen Ozeanes, dem Werk von Nutzen geworden sein. Daß diese Arbeiten, vor allem soweit sie sich mit der Neubildung der Sedimente am Meeresboden beschäftigen, für den Verfasser selbst nur Vorarbeiten für ein eingehenderes genetisches Studinm der fossilen Sedimente und damit eine exaktere Grundlage paläogeographischer Forschungen bedeuten, braucht den Fachgenossen nicht gesagt zu werden.

In einer Darstellung, welche sich mit der Geologie des Meeresbodens beschäftigt, wird man vor allem und zunächst diejenigen Erscheinungen behandelt finden, welche das Gefäß des Meeres ohne Rücksicht auf seinen wässerigen Inhalt betreffen, und nicht erwarten können, auch die gesamten Eigenschaften und Wirkungen des Meerwassers selbst besprochen zu sehen. In dieser Beziehung wird man sich vielmehr am besten in einer modernen Ozeanographie, wie sie für die deutsche Literatur in auch im Ausland nicht erreichter Weise von O. Krümmel geschaffen worden ist, einen zuverlässigen Führer suchen. Immerhin konnte hier und da nicht vermieden werden, auf Fragen, welche das Meerwasser, seinen biologischen Inhalt nnd seine Wirkungen betreffen, eingehender zu sprechen zu kommen, da — vor allem in Abschnitt IV, bei Behandlung der marinen Sedimentbildung — nur so ein Verständnis der Erscheinungen angebahnt werden konnte; es mag aber ausdrücklich betont sein, daß viele andere, lediglich den wässerigen Inhalt der Meeresbecken betreffende Fragen, obwohl von eminenter geologischer Bedeutung, in unserer Darstellung nicht einmal erwähnt werden konnten.

Die bei der Ausarbeitung herangezogene Literatur ist sehr reichlich und mit möglichster Genauigkeit zitiert worden; auch wurden den Zitaten, wo es nötig erschien, weitere Bemerkungen hinzugefügt. Damit hierdurch aber nicht eine Sprengung des Textes herbeigeführt wurde, mußte die „Benutzte Literatur nebst Bemerkungen“ in einem besonderen Abschnitt am Schluß jedes Bandes Platz finden, was für den Gebrauch des Lesers zweckmäßiger sein dürfte, als der Abdruck der Zitate am Schluß jedes Kapitels. Wer irgend eine Tatsache in der älteren Literatur vergleichen oder in einer bestimmten Richtung weiter arbeiten möchte, wird die Reichhaltigkeit dieser Zitate nicht bedauern. Eine absolute Vollständigkeit zu erreichen, lag nicht in meiner Absicht und ist ja für den Einzelnen kaum möglich; wenn sie auch bezüglich der marinen Sedimentbildung in an geeigneter Stelle zitierten Sammel-

referaten vom Verf. angestrebt worden ist. Daß die im Auslande während des Weltkrieges erschienene Literatur nicht vollständig beschafft werden konnte, bedarf keiner Erläuterung.

Besonders der V., von den „Nutzbaren Materialien am Meeresboden“ handelnde Abschnitt hätte noch manche Erweiterung erfahren können, wenn es sich lediglich darum gehandelt hätte, eine trockene Aufzählung von Fundorten usw. zu geben, was aber kaum die aufzuwendende Mühe gelohnt haben würde. In diesem Abschnitt kam es dem Verf. vielmehr nur darauf an, zu zeigen, welche Stoffe der Meeresboden überhaupt dem Menschen zu praktischer Verwertung zu liefern imstande ist. Auch die Kapitel über die Bildungen des Küstensaums und die Korallenriffe hätten noch weiter ausgestaltet werden können; doch wäre dieses nicht ohne eine starke Vermehrung der Seitenzahl — und der Kosten — möglich gewesen, was um so mehr vermieden werden sollte, als diese Dinge ja in zahlreichen bekannten Darstellungen eingehend behandelt werden.

Wenn der vorliegende II. Band vor dem I. Band erscheint, so war hierfür maßgebend, daß die Vorarbeiten für diesen, hauptsächlich die Bodenbedeckung des Meeresbodens behandelnden Teil schon seit längerer Zeit abgeschlossen waren und es untunlich erschien, die Herausgabe länger zu verzögern, zumal, wie mir verschiedentlich von Fachgenossen versichert wurde, ein Bedürfnis nach einer modernen Darstellung gerade dieser Materie bestand. In der Tat stellt dieser Band ein so einheitliches Ganzes dar, daß er auch — hoffe ich — für sich allein betrachtet, schon seine Dienste leisten wird. Demgegenüber bringt der I. Band außer einer Morphologischen Übersicht nebst Bemerkungen über Entstehung und Bedeutung einzelner Bodenformen einen Abschnitt über die Tektonik des Meeresbodens nebst Morphogenie auf tektonischer Grundlage, ferner Auseinandersetzungen über submarine Erdbeben und Vulkanausbrüche, endlich über eine Reihe bisher weniger berücksichtigter allgemein-geologischer Erscheinungen, wie das Auftreten von Gas-, Erdöl- und Süßwasserquellen am Meeresboden usw.. Einige Abschnitte sind auch der Neubildung von Inseln gewidmet. Näheres geht aus der hier folgenden, abgekürzten Inhaltsangabe hervor.

Das Sach-, Orts- und Autoren-Register bezieht sich auch auf das Verzeichnis der benutzten Literatur nebst Bemerkungen.

Von mancherlei Seite bin ich während der Ausarbeitung dieses Buches durch briefliche Mitteilungen, durch Überlassung von Abbildungen und durch Übersendung oder Namhaftmachung einschlägiger Literatur unterstützt worden; vor allem habe ich hierfür zu danken folgenden Herren Fachgenossen und Kollegen: C. Apstein, E. Artini, O. B. Böggild, M. Braun, R. A. Bullen, L. Cayeux, J. Chelussi, L. W. Collet, R. A. Daly, W. Deecke, W. O. Dietrich, G. H. Drew †, E. von Drygalski, M. Friederichsen, F. F. Hahn †, Arn. Heim, E. Horn,

W. Koert, Aug. Kraemer, R. Langenbeck, P. Lemoine, G. Linck, H. Lohmann, K. Martin, W. Meigen, W. Penck, C. G. Joh. Petersen, E. Philippi †, F. Salmojraghi †, W. Salomon, G. Schott, H. Spethmann, J. Thoulet, Al. Tornquist, E. Vanhöffen †, Th. W. Vaughan, Joh. Walther, Alfr. Wegener, A. Wichmann, W. Wolff, sowie ferner der Direktion des Museums für Meereskunde in Berlin, der „Commissionen for Ledelsen af geologiske og geographiske Undersøgelser i Grønland“ in Kopenhagen und den Lichtbilderverlegern Th. Benzinger, Stuttgart, und Dr. F. Stoedtner, Berlin. Jedem, der einmal versucht hat, ein ähnlich weitschichtiges und in den verschiedensten Sprachen behandeltes Material zu bearbeiten, wie das vorliegende, muß es zum Bewußtsein kommen, wie wertvoll eine solche Unterstützung für den Autor ist, dem sonst allzu leicht auch eine wichtigere Arbeit oder Tatsache entgehen kann, und ich gebe mich daher der Hoffnung hin, daß mir auch weiterhin die wohlwollende Unterstützung der Fachgenossen erhalten bleibe, damit eine eventuelle zweite Auflage noch an Vollständigkeit gewinne. Auch werde ich für jede sachliche Berichtigung, von welcher Seite sie kommen mag, dankbar sein. Darüber hinaus aber würde ich es mit Dank begrüßen, wenn auch Schiffs- und Marineoffiziere, Wasserbau- und Kabelingenieure, die mit dem Meeresboden zu tun haben und denen mit dem vorliegenden Werke gezeigt werden soll, welche Erscheinungen der Meeresboden darbietet, aber auch welche zahllosen Geheimnisse er noch heute in sich birgt, ihre Beobachtungen und Erfahrungen zur Verfügung stellen wollten. Vielleicht darf gerade diesen Lesern gegenüber auch darauf hingewiesen werden, daß jede Lot-, Dredsch- und Ankerprobe wissenschaftlichen Wert besitzt, wenn sie mit genauer Tiefenangabe und Ortsbestimmung versehen ist. Die meisten geologischen Institute und Sammlungen leiden an dem Mangel rezenter mariner Sedimente, vor allem auch aus der Flachsee, welche in der Vorzeit die Mehrzahl der jetzt fossilen Schichtgesteine geliefert hat; und so würde auch der Verf. für Zwecke des Unterrichtes und eventueller weiterer wissenschaftlicher Behandlung jede derartige Probe gerne und mit Dank entgegennehmen.

Die Verlagsbuchhandlung hat weder Mühe noch Kosten gescheut, das Buch trotz vieler, durch die Zeitumstände bedingten Schwierigkeiten reichlich, vor allem auch mit zahlreichen Text- und Tafelabbildungen, auszustatten, wofür nicht nur der Verf. hier seinen Dank ausspricht, was vielmehr auch die Benutzer des Werkes anerkennen werden.

Meinen beiden Assistenten, Privatdozent Dr. E. Kraus und Dr. H. Reich, sowie meiner lieben Frau danke ich auch an dieser Stelle für ihre freundliche Unterstützung bei Durchsicht der Druckbogen und der mühevollen Aufstellung des Registers.

Und so möge denn dieses Buch, dem ich mehrere Jahre hindurch — wenn auch während des Weltkrieges durch Kriegsdienst und andere

Abhaltungen mannigfach unterbrochen — manche Stunde meiner von Berufsgeschäften nicht erfüllten Zeit gewidmet habe, hinausgehen als ein bescheidener Beitrag zur fortschreitenden Kenntnis vom Aufbau und der Dynamik der Erdrinde und von den Um- und Neubildungen der Erdoberfläche.

Königsberg i. Pr., den 6. Dezember 1919.

**Karl Andrée.**

---

Der I. Band enthält folgende Abschnitte:

# Inhaltsverzeichnis

IV. Abschnitt

# Die Bodenbeschaffenheit

### Vorbemerkungen

Schon im Jahre 1875 hat ORTH in zwei programmatischen Darstellungen[1]) mit Nachdruck darauf hingewiesen, eine wie große wissenschaftliche und praktische Bedeutung die genaue Kenntnis des Bestandes des Meeresbodens — als des untersten zum Meeresprofil gehörigen Gliedes — hat, und es ist heute noch lesenswert, wie er dieses begründete; denn wichtig ist die Kenntnis des Meeresbodens „für die Wissenschaft deshalb, weil die neubildenden und verändernden geologischen Processe der Gegenwart sich auf dem Meeresgrunde ständig fortsetzen und viele wichtige geologische und biologische Fragen der älteren Vergangenheit dadurch allein erklärt werden können und weil auch eine bedeutende Vervollständigung unseres botanischen und zoologischen Wissens dadurch gewonnen wird; für die praktischen Schifffahrtsinteressen aber deshalb, weil der Boden des Meeres als Ankergrund von sehr verschiedenem Werthe ist, weil ferner die Kenntnis desselben zur geographischen Orientierung in lange anhaltenden Nebel- oder Regenperioden, wenn Beobachtungen am Himmel nicht gemacht werden können, bei der Annäherung an Küsten, beim Einlaufen in Häfen, sowie an gefahrvollen Stellen überhaupt nicht entbehrt werden kann.“ Neben den Tiefenangaben sind deshalb schon seit längerer Zeit auf den Seekarten gewisse Merkmale über den Bestand des Meeresbodens mit eingetragen, und der praktische Seemann legt mit Recht einen hohen Wert auf diese Angaben. Aber es ist auch seit langem erkannt, daß die auf den Seekarten üblichen Bezeichnungen in vielen Fällen völlig ungenügend sind; und wenn auch im Interesse der weitgehendsten praktischen Verwertbarkeit in Marine- und Schiffahrtskreisen die Anforderungen an Menge und Exaktheit der Bezeichnungen gewiß nicht zu hoch gestellt werden dürfen, so ist doch eine bessere wissenschaftliche Durchdringung auch dieses Teiles der Seekarten zweifellos vonnöten. Vor allem ist hierbei zu betonen, daß es sich dabei immer um den gesamten Bestand des Bodens mit seinen verschiedenen anorganischen und seinen lebenden wie toten organischen Bestandteilen handeln muß. Nur zu oft wird in dieser Hinsicht gefehlt, indem die Botaniker und Zoologen sich je das

Ihrige aus den Meeresbodenproben heraussuchen, und das Ganze, durch dessen Untersuchung sich die weiteren Beziehungen ergeben, vielfach nicht untersucht oder gar nicht einmal aufbewahrt wird. Daß eine solche Art der Untersuchung in der Tat nicht mehr zeitgemäß ist, wird aus den vielfachen gegenseitigen Beziehungen zwischen dem Meeresboden und dem über demselben stehenden Wasser mit seinen physikalisch-chemischen Bedingungen und seinem lebenden Inhalt, welche wir im folgenden vielfach aufzuklären haben, verständlich werden. „Vor einseitiger Behandlung“ — sagt Orth — „muß aber sowohl im Interesse der Wissenschaft, wie besonders des praktischen Seewesens gewarnt werden und namentlich in der jetzigen Zeit, in welcher die wissenschaftliche Arbeitstheilung nicht selten dahin führt, daß die Beziehungen zum Ganzen verloren gehen und das Wissen nach manchen Seiten hin ein lückenhaftes wird. So nothwendig wie diese wissenschaftliche Arbeitstheilung auch ist und so sehr auch im einzelnen die großartigsten Erfolge der Wissenschaft gerade hierauf zurückzuführen sind, so ist dieselbe stets ein Hindernis des wissenschaftlichen Fortschritts, wenn man dabei die Beziehungen des Einzelnen zum Ganzen vergißt oder vernachlässigt, wie es infolge einer einseitigen und ungenügenden Durchbildung und eines dadurch beschränkten Gesichtskreises nicht selten der Fall ist, und ist es nothwendig, darauf in der neueren Zeit besonders aufmerksam zu machen.“

Eine Frage, welche für den praktischen Seemann von großer Bedeutung ist, da von ihrer Beantwortung die Sicherheit der Seekarten mit ihren Eintragungen der Art des Grundes abhängt, ist diejenige, ob die Zusammensetzung des Meeresbodens im wesentlichen als konstant angesehen werden darf, da nur dann eine einmal aufgenommene genaue Karte dauernde Gültigkeit haben würde. Mannigfache, dem Geologen geläufige Tatsachen zeigen, daß diese Voraussetzung nicht überall zutrifft. Aber es bedarf durchaus nicht des Zurückgreifens auf geologische Beobachtungen, um die Allgemeingültigkeit einer Konstanz der Zusammensetzung des Meeresbodens im Verlaufe längerer oder kürzerer Zeit zu widerlegen. Als Beispiel wird von Orth der Hafen von Valparaiso angeführt, dessen Boden je nach der Windrichtung verschiedene Ablagerungen erkennen läßt. Während zur Zeit der fast das ganze Jahr herrschenden Südwinde der Hafen durch das Kap Coronillera geschützt wird und in dem klaren Wasser nur feiner Schlamm zur Ablagerung gelangt, wird durch den einige Zeit wehenden Westwind das Wasser bewegter, und es wird Sand mit zahlreichen Muscheln abgesetzt. Und so ist auch andernorts der Wechsel der Wasserbewegung, bezw. Winde und damit der Jahreszeiten auf die Ablagerungen von einigem Einfluß. Nehmen wir die durch Strömungen bedingten vielfachen Veränderungen des Fahrwassers in vielen Küstengegenden, etwa dem

Wattenmeer der Nordsee, hinzu oder bedenken wir die Folgen, welche die Verschiebung im biologischen Gleichgewicht des Meeresbodens haben kann, — wie wir es z. B. von der Taubenbank im Golfe von Neapel kennen lernen werden, — oder suchen wir uns schließlich die hier und da durch die Lotungen tatsächlich erwiesenen Schichtungen in den jungen Neubildungen auch des tieferen Meeresbodens zu erklären, so erkennen wir, daß an nicht wenigen Stellen die für die dauernde Brauchbarkeit einer Seekarte erwünschte Konstanz tatsächlich nicht vorhanden, sondern eine gewisse Verschiedenheit im Vorkommen periodisch oder unregelmäßig der Zeit nach zu erwarten ist. Da von der Exaktheit der Seekarten sehr häufig die Vermeidung von Unglücksfällen abhängt, hat auch der praktische Seemann das größte Interesse daran, von den Möglichkeiten der Veränderungen in der Zusammensetzung des Meeresbodens Kenntnis zu nehmen. Daß dieses in eindringlicher Weise nur unter Zuhilfenahme geologischer Beobachtungen und Erkenntnisse möglich ist, ist einer der Gründe dafür, daß der Verf. die Hoffnung hat, nicht nur der Geologe und Geograph, sondern auch der praktische Seemann und jeder, der mit dem Meere oder seinem Inhalt zu tun hat, möge dieses Buch nach ausgiebigem Gebrauch nicht ohne Nutzen aus der Hand legen.

Es ist eine alte Annahme in der Geologie, daß Meeresbedeckung und Neubildung von Gesteinen in einer Periode der Erdgeschichte als gleichbedeutend anzusehen und daß in einer solchen Periode auf dem vom Meere bedeckten Boden überall nur neue Ablagerungen angehäuft worden seien. Schon im ersten Bande dieses Werkes ist darauf hingewiesen und wird in einem der nächsten Abschnitte auch noch weiter ausgeführt werden, daß diese Annahme in ihrer strikten Verallgemeinerung nicht richtig ist, daß es vielmehr auf dem Meeresgrunde auch Bezirke der Zerstörung gibt, in denen demnach ältere geologische Bildungen direkt vom Meerwasser bedeckt werden. Die Zerstörung älterer Gesteinsbildungen auf dem Meeresboden und an den Küsten ist vor allem die Quelle des Materiales, welches umgelagert und zu Neubildungen an anderen Stellen verwendet wird. Eine Änderung in der Zusammensetzung des Meeresbodens kann demnach sowohl darin begründet liegen, daß wechselnd Ablagerungen von verschiedener Zusammensetzung aufeinander folgen, wie auch darin, daß die Zerstörung älterer geologischer Bildungen verschiedenaltrige und verschiedenartige Gesteine aus früheren Epochen nach und nach an die Oberfläche des Meeresbodens bringt. Nicht selten ist auch das Verhältnis derartig, daß solche ältere Ablagerungen eine Aufbereitung erfahren, indem nur die feineren Bestandteile fortgeschwemmt werden, während die groben Steine und Gerölle liegen bleiben. Auch hierdurch können charakteristische Ablagerungen entstehen, und es unterliegt kaum einem Zweifel, daß zahlreiche Untiefen in Ost- und Nordsee, die von den groben Geröllen und

Geschieben aus dem diluvialen Geschiebemergel bedeckt werden, in dieser Weise zu deuten sind. Auch Auflösungen durch das Meerwasser können in anderen Fällen eine ähnliche Rolle spielen. Gelegentlich entstehen dann gar Sedimente, die z. T. aus (mehr oder minder stark umgewandelten) Komponenten des Untergrundes, z. a. T. aber aus Neubildungen zusammengesetzt sind, wie aus der Besprechung der Glaukonitsedimente mit Phosphoritknollen hervorgehen wird.

Es ist nicht ohne Interesse, wie frühzeitig diese Verhältnisse schon von ORTH vorausgesagt worden sind, dessen Ausführungen daher noch angeführt sein mögen. ORTH teilt den Meeresboden folgendermaßen ein:

„1. Der Meeresgrund besteht aus alten geologischen Formationen, welche in der Zerstörung begriffen sind, oder deren Residua an Ort und Stelle liegen geblieben sind und der weiteren Zerstörung Widerstand zu leisten vermögen. Im letzteren Falle und wenn die Formation dieselben Ablagerungen in größerer Mächtigkeit enthält, so bleibt auch der Meeresboden gleichartig. Besteht die Formation aus wechselnd sehr verschiedenen Schichten, so ändert sich entsprechend durch die Verschwemmung dieser Schichten auch der Meeresgrund. Beruht die Veränderung der auf dem Meeresgrunde eventuell auftretenden Gesteine wesentlich auf chemischer Zersetzung, so ist das Product derselben je nach der Natur des Gesteins zu beurtheilen.

2. Der Meeresgrund ist in der Neubildung begriffen und besteht aus gegenwärtigen Ablagerungen. Dieselben sind:

a) in ihrer Zusammensetzung fortlaufend wesentlich gleich, oder

b) zeigen im Laufe der Zeit eine gewisse Verschiedenheit des Bestandes. Der Grad derselben ist entscheidend, wie weit darauf bei der Kartographie des Meeresgrundes Rücksicht genommen werden muß.

Während also bei einer gewissen Constanz der dynamischen und biologischen Faktoren neuer Ablagerungen auch die Natur des Meeresgrundes geringeren Schwankungen unterworfen ist und die Veränderlichkeit auch zu dem Wechsel der dynamisch-biologischen Einflüsse in eine gewisse Beziehung wird gebracht werden müssen, so werden auch gleichbleibende Einflüsse dieser Art bei der Zerstörung alter geologischer Ablagerungen je nach der Natur und dem Wechsel derselben die Veranlassung eines im Bestande wechselnden Meeresgrundes werden können. Man wird dieses aus der Natur der geologischen Ablagerungen und den bisherigen leider noch sehr lückenhaften Ergebnissen der wissenschaftlichen Meereskunde schließen müssen, und es wird die Aufgabe der directen Beobachtung sein, diese Schlußfolgerungen zu bestätigen oder zu modificiren. Bei der großen Schwierigkeit der auf diesem Gebiete zu bewältigenden Fragen ist es aber von großer Bedeutung, die Weite der Gesichtspunkte stets im Auge zu haben, welche hierbei zu berücksichtigen sind und welche in der Regel auf die einzuschlagenden wissen-

schaftlichen Methoden, worauf hier in erster Linie Werth zu legen ist, nicht ohne Einfluß zu sein pflegen. Es ist hier wie bei allen wissenschaftlichen Untersuchungen: Nur wer die Aufgaben richtig zu stellen und für die Lösung derselben die richtige Methode in der nöthigen Begrenzung auszuwählen weiß, wird hier den entsprechenden Erfolg haben können. Man wird hier immer die älteren geologischen Erscheinungen und die Thatsachen der gegenwärtigen Meereskunde in ihrer gegenseitigen Beziehung berücksichtigen müssen. Nur dadurch wird auf die entsprechende gegenseitige Unterstützung beider betr. der Erforschung und auf die nöthige wissenschaftliche Ausbeute für beide zu rechnen sein und naturgemäß werden so auch die practischen Interessen der Marine am besten gefördert werden.“

Dem in den vorhergehenden Sätzen von ORTH Gesagten brauchen wir unsererseits nichts mehr hinzuzufügen, da sie eine genügende Begründung dafür geben, daß in dem vorliegenden Werke versucht worden ist, die Wissenschaft vom Meere, nicht zuletzt im Interesse des praktischen Seemannes, mit geologischem Geiste zu durchdringen. Es wird die Aufgabe der nachfolgenden Darstellung sein, im einzelnen zu zeigen, in welchen Meeresgebieten von einer (relativen) Konstanz in der Zusammensetzung des Meeresbodens gesprochen werden kann, und welche anderseits häufigen Wechsel in der Zusammensetzung des Meeresbodens erwarten lassen. Daß letzteres mehr auf die Flachsee beschränkt sein wird, mag schon hier vorweggenommen werden; denn die Verhältnisse der Tiefsee sind unter den dort herrschenden Umständen im allgemeinen nur langsameren Wandlungen unterworfen, bei deren Dauer man an sehr sehr lange Zeiten, sogenannte „geologische Zeiten“, denken muß. Das gilt allerdings nicht von jenen Wandlungen, welche in Flachsee, wie in Tiefsee durch tektonische (Erdbeben) oder vulkanische Erscheinungen hervorgerufen werden können; und es müssen auch diese, im I. Bande dieses Werkes behandelten Ereignisse nebst anderen dort geschilderten (Inselbildung durch Gasauftreibung usw.) berücksichtigt werden, wo die Konstanz oder Nichtkonstanz in der Zusammensetzung des Meeresbodens in Frage kommt.

Von einer einigermaßen genauen geologischen Aufnahme des Meeresbodens sind wir trotz der frühen Anregungen von ORTH heute selbst in den küstennahen Regionen Europas noch weit entfernt. Am weitesten vorgeschritten ist in dieser Beziehung Frankreich, welches für seine Küsten eine sehr eingehende kartographische Darstellung dieser Verhältnisse von J. THOULET[2]) besitzt, mit welcher sich vorläufig nichts Ähnliches vergleichen läßt; hierzu kommen noch eine große Zahl von Einzeluntersuchungen desselben Autors und seiner Schüler. Leider aber sind, worauf später noch zurückzukommen sein wird, die Bezeichnungen, welche dieser Autor den verschiedenen Ablagerungen gegeben hat, in

keiner Weise geeignet; weder für den praktischen Gebrauch des Seemannes, noch weniger aber für den Geologen und für die Vertreter anderer Wissenschaften, so daß das praktische Ergebnis dieser Arbeiten nicht so hoch zu bewerten sein wird, wie es bei einer naturgemäßeren Bezeichnung und Klassifikation der Sedimente der Fall gewesen wäre.

Auch bei uns ist unlängst die Notwendigkeit einer eingehenden geologischen Aufnahme der heimischen Meere erkannt worden[3]); die gegebene Anregung bedarf aber noch der Ausführung.

## 1. Das Felsgerüst des Meeresbodens

Während sich, wie bereits die Ausführungen in früheren Abschnitten (in Band I) gezeigt haben, mancherlei über die Zusammensetzung des tieferen Felsuntergrundes des Meeresbodens aus allgemeinen tektonischen und paläogeographischen Erwägungen heraus vermuten läßt, beschränken sich die Fälle, in welchen direkte Beobachtungen sichere Schlüsse bezüglich der Entstehung der Formen des submarinen Felsbodens und weiterhin auch der Zusammensetzung desselben zulassen, einmal in der Regel nur auf die Flachsee und sind zum anderen bisher nur sehr vereinzelt, weil ihnen noch niemals systematisch nachgestellt wurde.

Die Flachsee zwischen Schottland und den Hebriden trägt nach James Geikie durchaus den Charakter einer untergetauchten Rundhöckerlandschaft und wird von zahlreichen Wannen durchsetzt. Da wir aber aus früher bei Behandlung der Schelfe Gesagtem wissen, bis zu welcher Tiefe mächtige Eismassen, welche sich ins Wasser vorschieben, zu erodieren vermögen, ist diese Beobachtung durch Erwägungen darüber zu ergänzen, ob die Dicke des diluvialen Eises genügt haben könnte, um Erosion unter dem Niveau des Meeresspiegels zu vollziehen, oder ob eine terrestrisch gebildete, aber nachträglich versenkte Rundhöckerlandschaft vorliegt. Durchaus Ähnliches gilt auch für die bekannte finnische und schwedische Schärenlandschaft, deren Bildung keineswegs eine nachträgliche Senkung erfordern würde. Etwas anders liegt die Sache wohl, wenn sich z. B. die schachtartigen Schlote der Karstgebiete auch am Grunde der benachbarten flachen Meere wiederholen. So beschreibt J. R. Lorenz[4]) derartige Gebilde aus dem Golfe von Fiume, wo z. B. unweit Moschenitze mitten zwischen Tiefen von 50 m eine solche von 130 m angetroffen wurde, aus welcher ein starker Süßwasserstrom an die Meeresoberfläche emporsteigt. Hier wird man vielleicht in der Tat eine nachträgliche Senkung ins Auge zu fassen haben und von „ertrunkenen“ Dolinen sprechen.

Außer auf die Entstehung der Formen wird man in den meisten solchen Fällen auch wohl in der Lage sein, Schlüsse auf die Zusammensetzung des Felsuntergrundes selbst zu ziehen. Daß es sich auch hier nur um auf einer ganzen Zahl von Voraussetzungen basierende Schluß-

folgerungen handeln kann, liegt auf der Hand, wenn wir von den seltenen Fällen absehen, in denen z. B. unterhalb des Meeresbodens Bergbau stattfindet, wie im Zinnerzgrubendistrikt von St. Just, wenig nördlich von Lands End in Cornwall. Hier trennen — was gewiß für manche geologische Probleme von Wichtigkeit ist, so für das von manchen Forschern vermutete Eindringen von Meerwasser in den Meeresboden und die angebliche Erzeugung von vulkanischen Erscheinungen durch Zusammentreffen solchen Wassers mit dem Schmelzfluß der Tiefe — nur wenige Meter schiefriger Gesteine die in der Grube Botallack unter dem Meeresboden hinlaufenden Stollen von der See, deren Rauschen bei Sturm deutlich zu hören ist; aber dennoch bleiben sie völlig trocken!

Nicht immer sind die Bildungen, welche den Meeresboden zusammensetzen, bezw. den Untergrund der rezenten Sedimente bilden, feste Gesteine. Sondern, wenn wir bisher ganz allgemein von Felsuntergrund gesprochen haben, so waren damit überhaupt ältere geologische Bildungen gemeint, welche mit der heutigen Meeresablagerung direkt nichts zu tun haben und gelegentlich wohl auch ihre ursprünglich lockere, bezw. weiche Beschaffenheit bewahrt haben können.

Solche ältere geologische Bildungen sind z. B. schon lange vom Schelf der Nordsee bekannt, dessen Boden in der Doggerbank zahlreiche Reste diluvialer Wirbeltiere und andere Produkte vergangener geologischer Zeiten liefert, welche mit der jetzigen Meeresbedeckung nichts zu tun haben. Das ist an anderer Stelle dieser Darstellung zu schildern.

Fast regelmäßig treten aber ältere Gesteine auch am Boden von Meeresstraßen auf, wo sie nicht nur auf eine Verhinderung der Sedimentation, sondern gar auf eine fortschreitende Vertiefung hindeuten. Das bekannteste Beispiel hierfür bietet der Ärmelkanal; schon DELESSE[5]) und LEBOUR[6]) haben über die Verhältnisse berichtet. An zahlreichen Stellen lassen sich die Gesteine der Küsten eine gewisse Strecke bis unter den Meeresspiegel verfolgen; ja die aus Anlaß der bekannten Tunnelprojekte vorgenommenen Untersuchungen der engsten Stelle zwischen Dover und Calais, Folkestone und Kap Gris-Nez ermöglichten gar nach Vornahme von ca. 2700 Lotungen und 400 Bohrungen, welche bei den starken Strömungen und unter 55—60 m Wasser erst nach Überwindung beträchtlicher Schwierigkeiten möglich waren, den Entwurf einer geologischen Karte[7]). Diese Karte zeigt, wie die Juraschichten des Boulonnais sich unter dem Meeresspiegel fortsetzen und insbesondere Aufragungen der Portlandschichten, mehr oder minder bedeckt von Sand, die Kerne der Varne- und Colbart-Bank bilden; auch der Verlauf der Wealden- und Kreidegrünsandschichten von hüben nach drüben ist durch diese Untersuchungen klargestellt worden.

Die Verbreitung der Stellen freiliegenden Felsens im Kanal steht meist unmittelbar mit den Gezeitenströmungen in Zusammenhang. Ein solches

Gebiet liegt nordwestlich von Alderney in einer Tiefe von mehr als 157 m an dem tieferen Ende jener eigenartigen submarinen Furche, welche DELESSE als „fosse centrale“ bezeichnete und die wohl mit dem „Hurds Deep“ englischer Geologen identisch ist. Eine andere Stelle nackten Felsbodens befindet sich nach LEBOUR dort, wo das schon damals (1874) vorhandene transatlantische Kabel die Tiefe von 914 m erreicht. Die Ergebnisse mancher späteren englischen Forschungen sind neuerdings von PAUL LEMOINE[8]) zusammengefaßt worden. Der Boden des Kanals liefert nicht nur obercretaceische und nummulitenführende Eozängesteine — im letzteren Falle mit Formen, welche im Pariser Becken fehlen —, sondern auch Granite, triadischen New red sandstone (Buntsandstein), sowie auch Übergangsgesteine zum Lias. Die Verteilung dieser Gesteine erlaubt aber z. B. für die Gegend südlich von Plymouth etwa unter 50° N und $4^1/_2$° W festzustellen, daß sich die Liasgesteine zonenförmig um die der unteren Trias, diese aber wiederum um die Granite herum anordnen, während Kreidegesteine über das ganze Gebiet zerstreut gefunden werden. Das würde durchaus mit den Profilen des südwestlichen Englands harmonieren, in denen die alten Granite zunächst übergreifend von Trias und Jura überlagert werden, während sich die obere Kreide ihrerseits diskordant über alle die vorhergenannten Bildungen hinüberlegt. Hieraus ergibt sich, daß Trias und Jura sich unter dem Meeresspiegel weiter nach Westen erstrecken, als zunächst nach Untersuchung des englischen Festlandes anzunehmen war, und daß schon in jenen Zeiten an Stelle des heutigen Kanals, der nach Annahme mancher Autoren noch zur Diluvialzeit als kontinentales Flußtal diente, eine Einsenkung vorhanden war. Das hatte H. DOUVILLÉ[9]) für die Jurazeit schon früher aus paläobiogeographischen Feststellungen geschlossen.

An diese Beobachtungen im Kanal schließen sich jene Erfahrungen von COLE und CROOK bezüglich der Porcupine-Bank im Westen von Irland an, welche wir schon einmal erwähnt haben. Im Südwesten der im südlichen Irland gelegenen Grafschaft Kerry fanden sich zunächst Stücke von Oberkreide und von eozänem Miliolinenkalkstein, deren Lage, wenn sie wirklich dem Anstehenden am Meeresboden entstammen, die Grenze dieser Bildungen noch weiter nach Nordwesten verschieben würde, als die Funde im Kanal andeuten. Nimmt man weitere Funde von Oberkreidefragmenten in der Breite der Grafschaft Mayo nordwestlich von Irland hinzu, so besteht allerdings die Möglichkeit, daß durch diese Feststellungen die Lage eines Meeresarmes der Oberkreidezeit gegeben ist, welcher vom Kanal zunächst in nordwestlicher Richtung sich erstreckte, die jetzige Porcupine-Bank umfaßte und umbiegend sich bis zur Kreide des nordöstlichen Irlands, der Grafschaft Antrim, hinzog. Sicherer als diese immerhin bisher nur auf wenige Fund-

stücke gegründeten Schlüsse sind die auf die Porcupine-Bank selbst sich beziehenden. Die hier erhaltenen Dredschproben enthielten z. T. mehr als 2000 Steine, darunter solche von Olivingabbro von 9,8, 7,1, 4,7 kg Gewicht. Nun könnte man zwar geneigt sein, für diese Funde an Eistransport während der Diluvialzeit zu denken, um so mehr als in den Sedimenten der Kontinentalböschung im SW von Irland noch in ca. 800 m Tiefe Brocken mit Gletscherschrammen nachgewiesen wurden, wie solche neuerdings auch PEACH aus der „Michael Sars"-Ausbeute beschrieben hat; auch Proben von der Küste von Antrim deuten auf diluvialen Eistransport hin. Indessen zeigen gerade die Dredschproben von der Porcupine-Bank mit ihrem an den einzelnen Untersuchungsstellen nur innerhalb bestimmter Grenzen schwankenden Prozentgehalt an verschiedenen Gesteinstypen, daß man ihr Gesteinsmaterial in der Hauptsache vom Felsgerüst des Meeresbodens selbst ableiten muß. Daß bei dieser Annahme eine gute Übereinstimmung im tektonischen Aufbau des Meeresuntergrundes mit der seine Fortsetzung bildenden Küste des westlichen Irlands (vorwiegend metamorphe Gesteine, Algonkium und Paläozoikum) resultiert, ist eine Tatsache, die für die Richtigkeit jener Annahme spricht. Danach wird es wahrscheinlich, daß jugendliche Senkungen früheres Land, auf welchem subaërische Zerstörungsvorgänge die Gesteine verarbeitet und mehr oder weniger abgerollt hatten, ziemlich rasch in Meeresboden verwandelt haben, Senkungen, wie sie sich auch aus den Untersuchungsergebnissen anderer Autoren, welche von ganz anderer Grundlage ausgingen, für den nordatlantischen Ozean ableiten lassen. Die Porcupine-Bank ist durch einen Olivingabbro mit sauren, granitischen Ganggesteinen ausgezeichnet. Dieser Gabbro erinnert an känozoische Gesteine der Grafschaft Louth im östlichen Irland und der Inneren Hebriden, welche A. VON LASAULX 1878 zuerst genau beschrieben hat.

Nördlich der Porcupine-Bank gibt der einsame, sturmumtoste und schwer zugängliche Rockallfelsen weitere Anhaltspunkte[10]). Er liegt in 57° 36′ N, 13° 42′ W auf einer 50 km breiten und 110 km langen Bank und erreicht bei nur 90 m Umfang in der Wasserlinie eine Höhe von 21 m. Die diesen Felsen umgebenden Riffe sind schon mehr als einem Schiffe verhängnisvoll geworden. Dieses Felseninselchen ist kein ozeanisches, sondern gehört als äußerster und vereinzelter Vorposten noch zum Europäischen Kontinent, wenn es auch eine Rinne von 2300 m Tiefe und 400 km Entfernung von der Westküste Schottlands trennen. Die wenigen von dem nur selten betretenen Felsen selbst stammenden Gesteinsstücke wurden von J. W. JUDD als ein granitisches Ganggestein erkannt und als Rockallit bezeichnet. ROSENBUSCH, der es zunächst bei den Ägiringraniten aufführte, hat es später unter die Ägirinquarztinguaite eingereiht, unter denen es indessen durch herrschenden Albit eine gewisse Sonderstellung einnehmen würde. Die in der Umgebung des

Felsens auf der Bank gedredschten Gesteinsproben, welche G. A. J. COLE untersuchte, deuten nach ihm darauf hin, daß hier ein basaltisches Plateau versenkt liegt, das in seiner Lage durchaus zu der großen nordatlantischen Basaltformation paßt, welcher auch Island, die Faröer, die Inneren Hebriden und Teile NO-Irlands angehören. Ob das Gestein des Rockall-Felsens irgendwie mit diesen geologisch jüngeren Eruptivbildungen in direktem genetischen Zusammenhang steht, ist nicht zu sagen.

Südlich der Porcupine-Bank gibt vielleicht der Fund eines Blockes von Nephelin-Syenit, welchen Lady MC ROBERT[11]) beschrieben hat, weitere Hinweise. Dieser Block wurde vom „Michael Sars" auf seiner Station 95 unter 50° 22′ N, 11° 44′ W südwestlich von Irland aus 1797 m[12]) Tiefe zusammen mit über 200 anderen Gesteinsbrocken gehoben. Während diese Begleitgesteine, wie wir später noch sehen werden, vermittelst Eistransport von Schottland und Irland herverfrachtet worden sind, was sich aus petrographischen Übereinstimmungen, bezw. Fossilführung ergibt, zeigt der Nephelinsyenit keine Beziehung zu irgend einem bisher bekannten Gesteine des nordatlantischen Gebietes, auch nicht zu den Syeniten der Sierra de Monchique. Da aber immerhin die Möglichkeit vorliegt, daß dieser Nephelinsyenitblock einem Punkte des Meeresbodens selbst entstammt und zudem in der fraglichen Region die Isobathen auf große Entfernungen ungefähr parallel zum Meridian verlaufen, meinte LEMOINE dieses Gestein doch mit den Syeniten der Sierra de Monchique im Südwesten der Iberischen Halbinsel in Parallele setzen zu dürfen, deren Fortsetzung nach Westen durch den Steilabsturz zur atlantischen Tiefsee unkenntlich wird. Ob aber ein einheitlicher Abbruch beide Vorkommnisse nach Westen begrenzt, dafür kann vorläufig nichts anderes als eben diese Vermutung angeführt werden.

Daß das 20—40 m tief gelegene, manche Felsaufragungen zeigende submarine Plateau von Rochebonne (Charente-Inférieure) Granite enthält und als eine Fortsetzung der Granitmasse der Belle-Ile und der Ile d'Yeu anzusehen ist, hat L. PERVINQUIÈRE[13]) gezeigt.

Ähnliches gilt von der eozänen Nummulitenformation von Biarritz, welche sich nach L. DE FOLIN[14]) in 80—90 m Tiefe bis nach dem „Champ des Vaches" genannten submarinen Plateau auf der Höhe von Kap Breton erstreckt.

Am Steilabfall des Biskayaschelfs, 90—120 km von der Küste des Dép. Landes, sind übrigens 1895 von den französischen Gelehrten an Bord des „Caudan" aus 180—650 m Tiefe mehrfach mit Grundnetzen grobe Gesteinsbruchstücke aus Gneis, Granulit, Chlorit- und Glimmerschiefer, Ophit, Diabas, auch Sedimenten der Karbon- und Kreideformation, sowie des Alttertiärs heraufgebracht worden, welche BLEICHER[15]) als Glazialgeschiebe deuten wollte, die während der Eiszeit

mit Treibeis aus den Cantabrischen Gebirgsketten und den Pyrenäen herbeiverfrachtet wurden. Im Maximum von 12 cm Durchmesser, waren die zahlreicheren eckigen Fragmente im allgemeinen größer als die weniger häufigen gerundeten. Ähnliche grobe Gesteinsbruchstücke fanden auch die Mitglieder der „Travailleur“-Expedition am Südrande des Biskaya-Golfes, und KRÜMMEL war der Meinung, daß es sich in diesen beiden Fällen sehr wohl um am Meeresboden anstehendes und durch die Dredsche losgerissenes Gestein gehandelt haben könnte.

Nehmen wir alle die genannten Fälle, die sich bei systematischer Durchsicht der Literatur gewiß noch vermehren ließen, zusammen, so handelt es sich durchweg um Funde im Gebiete der europäischen Schelfe oder des Schelfabhanges. Bei den zahllosen Angaben unserer Seekarten von „hartem Grund“ in allen Meeren und Tiefen darf aber die Hoffnung ausgesprochen werden, daß künftighin nicht nur auf die Gewinnung der jungen Sedimente des Meeresbodens Gewicht gelegt werden möge, sondern auch auf die von Proben anstehenden Gesteines, da erst hierdurch manche Vermutungen über Zusammensetzung und Bau des festen Felsuntergrundes der Meere tatsächliche Unterlagen bekommen würden. So hat Verf. schon vor Jahren darauf hinweisen können[16]), wie wichtig es sein müßte, von gewissen Stellen felsigen Bodens im Nordatlantischen Ozean, welche auf der mutmaßlichen Verbindungslinie der europäischen und amerikanischen Altaiden liegen, Gesteinsbruchstücke untersuchen zu können; „allerdings wird man dabei damit zu rechnen haben, daß bei diesen Versuchen der eine oder andere Lotdraht samt den betreffenden Instrumenten verloren geht, ein Schaden, der aber gering wäre gegenüber einem gelungenen Versuch, der beweisendes Material zu Tage fördern würde“. Daß solche Versuche hin und wieder Aussicht auf Erfolg haben, dafür mag ein Beispiel angeführt werden, auf welches P. TERMIER[17]) neuerdings wieder die Aufmerksamkeit gelenkt hat, wenn wir uns auch mit seiner Deutung des Befundes nicht identifizieren wollen. Im Sommer 1898 war man mit Kabelreparaturen zwischen Brest und Kap Cod beschäftigt und fand bei der Suche nach dem zerrissenen Kabel unter 47° N und 29° 40′ W von Paris (!) etwa 900 km nördlich der Azoren in 3100 m mittlerer Tiefe ein Bodenrelief von gebirgigem Charakter mit hohen Gipfeln, steilen Abhängen und tief eingefurchten Tälern. Schlammige Sedimente wurden nur im Zuge der Täler angetroffen, während die Gipfel sich als felsig erwiesen. Durch diese Felsen wurden die Greifzangen stark abgenutzt und verschrammt, doch fand man zwischen ihren Zähnen kleine Fragmente von Gestein, welche durchaus den Eindruck erweckten, als seien sie frisch vom Anstehenden losgebrochen. Es handelt sich um eine glasige Basaltlava, sog. Tachylyt[18]). Wenn TERMIER indessen annimmt, daß diese glasige Lava an der Erdoberfläche erstarrt sei, da vulkanisches Magma unter dem Druck

von 3000 m Wasser sich kristallinisch ausscheiden müsse, und wenn er schließt, daß die an der Erdoberfläche glasig erstarrte Lava, welche selbst noch ihre feinsten Spitzen besitzt, bald nach ihrer Erstarrung sehr rasch in jene Meerestiefe versenkt worden sein müsse, so dürfen wir hierzu wohl mehr als ein Fragezeichen setzen.

Vielleicht gelingt es künftigen Expeditionen, dem Vorschlag J. THOULETS[19]) folgend, in flacherem Wasser durch Sprengungen Bruchstücke von felsigen Meeresböden zu gewinnen und durch nachfolgende Dredschungen ans Tageslicht zu bringen. Hierdurch könnten unsere Kenntnisse über den Aufbau des Felsgerüstes der Schelfe sehr gewinnen. Aber über diese hinaus wird man sich schon deshalb schwerlich Erfolg von solchen Versuchen versprechen dürfen, weil in tiefem Wasser die Wahrscheinlichkeit, mit einem Dredschzug die Sprengstelle genau wiederzutreffen, doch äußerst gering ist.

## 2. Stetige und unterbrochene Meeressedimentation[20])

Gehen wir nunmehr zu den eigentlichen Bildungen des Meeres selber über, so ist schon früher darauf hingewiesen und geht auch aus den soeben gemachten Angaben hervor, daß nicht an allen Stellen des Meeresbodens kontinuierlich Aufschüttung und Auflagerung von sich neu bildenden Sedimenten statt hat; wenn auch der Meeresboden im allgemeinen als Reich der Aufschüttung gelten kann, so bestätigen doch manche Ausnahmen diese Regel. Wir werden erst viel später eine Frage, welche hiermit in Zusammenhang steht, mit Erfolg in Angriff nehmen können, die Frage der verschiedenen relativen Mächtigkeiten der am Meeresboden entstehenden Neubildungen. Die Mächtigkeit derselben hängt von den verschiedensten Faktoren ab. Einer derselben ist die Wasserbewegung, seien es Wellen oder Strömungen; und je nach der Art (spez. Gewicht, Korngröße, Form usw.) der zur Sedimentation zur Verfügung stehenden Komponenten muß bei einer bestimmten Intensität der Wasserbewegung die Neubildung von lockerem Sediment mehr oder minder hintangehalten oder ganz verhindert werden, mit anderen Worten, die Mächtigkeit der in einem bestimmten Zeitraum sich bildenden Aufschüttungen wird mehr oder weniger reduziert oder auf 0 herabgedrückt. Letzteres ist der Fall, wo, wie in den soeben besprochenen Fällen, der autochthone Felsuntergrund freiliegt. Aber nicht alle Fälle von „hartem Grund“, welche uns die Lotungslisten und Seekarten angeben, dürfen ohne weiteres in dieser Weise gedeutet werden, denn — wenn wir von härteren Tonsedimenten, in welche die Lotinstrumente manchmal nur schwer eindringen, absehen, — es können

auch feste Neubildungen chemischer Art, wie die verschiedenartigsten Konkretionen, oder biogener Herkunft, wie Kalkalgenlager oder sonstige Riffbildungen, die Eigenschaften „harten Grundes“ (Nichteindringen der Lotinstrumente und Beschädigung derselben) zeigen. Aber auch für diese Fälle gilt in der Regel die Verhinderung des Absatzes suspendierter Komponenten durch die Wasserbewegung.

### a) Wellen- und Brandungswirkungen auf den Meeresboden nebst Bemerkungen über Wellenfurchen

Die Einwirkung der Wellen auf den Meeresboden äußert sich vor allem in dem so außerordentlich wichtigen Vorgang der Brandung, welchem wir an einer späteren Stelle noch einmal näher treten werden.

Die gewaltigen Zerstörungen, welche die Brandung an Felsküsten vollführt, brauchen hier nicht geschildert zu werden. Diese dem Aufbau neuer Sedimente im allgemeinen nicht günstige Betätigung der Brandungswelle nimmt mit zunehmender Tiefe in ihrer Intensität mehr und mehr ab und dürfte im allgemeinen in etwa 200 m Tiefe, also an der Außenkante der meisten Schelfe, zur Bedeutungslosigkeit herabsinken. Als Beweis hierfür werden vielfach die Wellenfurchen (Tafel I) angeführt, welche bis zu 150—200 m Tiefe beobachtet worden sein sollen[21]). Es wäre äußerst verlockend, der Entstehung dieser auch dem Geologen so häufig in fossilem Zustande begegnenden Formen der Schichtoberflächen hier eine ausführlichere Beschreibung zu widmen; doch würde eine dem Problem auch nur einigermaßen gerecht werdende Darstellung, auch bei Verzicht auf Berücksichtigung der schon recht umfangreichen Literatur, den hier vorhandenen Rahmen sprengen, und so müssen einige kurze Angaben genügen, deren eingehendere Begründung gelegentlich an anderem Orte gegeben werden mag. In den Jahren 1888—1890 hat H. von Helmholtz[22]) in verschiedenen Abhandlungen auf mathematischem Wege den Nachweis geliefert, daß überall an der Grenzfläche zweier Flüssigkeiten oder Gase von verschiedenem spezifischen Gewicht, welche verschiedene Geschwindigkeiten haben, Wogenbildung eintreten muß; ein stabiler Zustand kann nur dann vorhanden sein, wenn der Druck auf beiden Seiten der Grenzfläche der gleiche ist, was eben nur bei einer bestimmten Wellenbewegung der Fall ist, während eine ebene Grenzfläche einem labilen Gleichgewichtszustande entsprechen würde. Auf diese Weise erklären sich nicht nur die Wasserwellen, — deren in flachem Wasser und beim Auflaufen auf die Küste stark abgewandelte Formen die Brandung mit ihren großen geologischen Wirkungen bedingen, — sondern auch die Wogenwolken der Atmosphäre, das Schlackern oder Vibrieren eines Segels, längs dessen Fläche der Wind entlang streicht, oder eines Wimpels auf fahrendem Schiff und

noch manche andere Erscheinungen. Vor allem aber darf man mit O. BASCHIN[23]) auch bei der Entstehung der Wellenfurchen, wie sie häufig die Oberfläche von lockeren und feinkörnigen Aufschüttungen (Sand, Schnee usw.) unter Atmosphären- oder flacher Wasserbedeckung bilden, die Tendenz zur Bildung einer HELMHOLTZschen Wellenfläche erkennen. Es hängt von verschiedenen Bedingungen ab, in welchem Maße die erzeugten Formen einer solchen Wellenfläche nahe kommen, und man braucht sich nur die beiden Extreme der symmetrischen und der einseitigen Wellenfurchen, wie sie uns rezent, wie fossil entgegentreten, vor Augen zu halten, um sich zu entscheiden, in welchem Falle jenes Ziel am vollständigsten erreicht ist. Diese Bedingungen sind Korngröße, spezifisches Gewicht und Form der Einzelkomponenten jener Aufschüttungen und der hierdurch sich ableitende geringere oder größere Zusammenhalt derselben, welcher unter günstigen Umständen gestattet, daß die mehr oder weniger vom Medium (Wasser) durchtränkte Masse sich annähernd nach Art einer Flüssigkeit in toto bewegt, während im entgegengesetzten Falle der einseitig gerichtete Transport der Einzelkomponenten die Wellenfläche derart umgestaltet, daß das Profil der Einzelwelle unsymmetrisch und dünenähnlich wird. Nach dieser Anschauung hätten die Wellenfurchen auf Sand usw. mit Wasserwellen nur die ähnliche Form gemeinsam und die beiden Erscheinungen wären einander gleich —, aber nicht die letztere der ersteren übergeordnet, wie noch vielfach angenommen wird. Denn die Wellenfurchen auf Sand, Schlamm usw. sind durchaus nicht etwa nur die Abbildung eines darüber stehenden Wasserwellensystems! Wie groß tatsächlich der Unterschied zwischen jenen und einem solchen ist, ließe sich nur durch näheres Eingehen auf die Bewegungsart der Einzelteile der jeweilig beteiligten Massen genügend klarstellen. Hier müssen wir uns damit begnügen festzustellen, daß die Bewegung der Einzelkomponenten einer von Wellenfurchen bedeckten Schlamm- oder Sandmasse im allgemeinen durchaus nicht mit jener Orbitalbewegung verglichen werden kann, die die Teilchen eines Systems von Wasserwellen ausführen. Wohl glaubt auch der Verf. (am Ufer des Kurischen Haffs) beobachtet zu haben, daß hin- und herpendelnder schwacher Wellenschlag unmittelbar am Ufer (symmetrische) Wellenfurchen erzeugte; dieselben können aber ebenso gut als die Wirkung zweier entgegengesetzt gerichteter Strömungen oder aber eines Systems stehender Wellen aufgefaßt werden. — Wellenfurchen gelangen meist auf Sandboden zur Beobachtung, wohl weil sie in diesem am längsten Bestand haben. Ob sie aber auf schlammigem Grund und in größeren Tiefen, als gemeinhin angenommen wird, nicht ebensogut entstehen, dürfte eine andere Frage sein; und Verf. möchte annehmen, daß sie hier eben, nach völliger Beruhigung des Wassers, wieder in sich zusammensinken und verschwinden.

Da nach alledem Wellenfurchen in der Mehrzahl der Fälle durch kontinuierliche, einseitig gerichtete Strömungen entstehen, besagt ihr Auftreten oder Fehlen natürlich nichts über die Tiefe der Wirksamkeit der Wellen. Tatsächlich dürfte aber die Wirkung der Wellen über den Bereich der Kontinentaltafel hinausgehen; das zeigt ihr Verhalten über Bänken, die sich aus ozeanischen Tiefen erheben. Nach TIZARDS Beobachtungen soll schon eine Verminderung der Tiefe von 1200 auf 500 m über dem Wyville Thomson-Rücken zwischen Schottland und den Faröer ein Anwachsen der Wellenhöhe erkennen lassen. Ähnliches wird vom Nordseeschelf, von der großen Neufundlandbank, der Agulhas-Bank, den Bänken bei Staten I. berichtet und von SCHOTT, dem Ozeanographen der „Valdivia"-Expedition, von der Gettysburgbank (geringste Tiefe 55 m) und der Seine-Bank (146 m) aus der Nähe der Kanarischen Inseln mitgeteilt. KRÜMMEL schreibt, daß lange und hohe Wellen, welche aus tieferem Wasser auf die Schelfbänke hinübertreten, hier und da schon bei 200 m Tiefe branden; ferner könne man auch aus den Verletzungen, welche Telegraphenkabel auf steinigem Grunde infolge Durchscheuerung vermittels hin- und herbewegter Steine noch in 1200—1800 m erfahren, auf eine entsprechende Wirkung großer Sturmwellen bis in diese Tiefen hinab schließen[24]). Die durch Stürme auf die Schiffe hinaufgeschlagenen Sandkörner zeigen, daß das Wasser seichter Meeresteile, wie der Nordsee oder der Neufundlandbank, bis zum Boden aufgerührt wird, selbst noch in Tiefen von 50 m und mehr. So berichtete A. R. HUNT[25]) nach Aussagen der Küstenfahrer von der Neufundlandbank nicht nur, daß, wenn Sturzseen über 20—25 m Wassertiefe aufs Schiff geschlagen sind, diese häufig Sand auf Deck zurücklassen, sondern auch, daß man im Magen der Kabeljaue daselbst häufig die Muschel Mya truncata finde, welche sich 20—25 cm tief in den Sand des Meeresgrundes einbohrt, also von jenem Fische nur dann gefressen werden kann, wenn der Sand durch die „Grundseen" bis auf diese Tiefe aufgewühlt worden ist. Falls nun Stürme, deren Wirkungen in solche Tiefen hinabreichen, eine Trift erregen, werden die mitgerissenen Bodenkomponenten sicherlich nicht an ihrem alten Platze wieder zur Ruhe kommen. Feinere Trübungen aber bleiben längere Zeit schwebend und können infolgedessen weitere Wege transportiert werden, um erst in Rinnen und Mulden von größerer Tiefe endgültig zur Ruhe zu gelangen. Der eigentümlich lockere, weil von feinsten Korngrößen mehr oder weniger befreite Zustand des „Seesandes" hängt eng hiermit zusammen. So erzeugen die Wellen wieder und wieder eine Aufwühlung, Verschiebung und Seigerung des Bodenmateriales, doch dürften sie nur ausnahmsweise zur völligen Unterbrechung der Sedimentation ohne Mittun einer Trockenlegung führen. Immerhin ist festzuhalten, daß eben wegen der beschriebenen Tätigkeit der Wellen marine Flachwasserablagerungen, ganz abgesehen von dem

geringen zur Verfügung stehenden Raum (in der Vertikalen), sich nur dann in größerer Mächtigkeit anhäufen können, wenn der Meeresboden allmählicher vertikaler Absenkung unterliegt.

### b) Sedimentationsverlangsamungen und -Unterbrechungen unter dem Einfluß von Strömungen

Ein größeres Interesse gegenüber der je nach der Größe der Schelfflächen mehr flächenhaften Betätigung der Wellen in der Flachsee beansprucht die diesbezügliche Tätigkeit der Strömungen. Diese erfolgt mehr strichweise, und es kann eine ganze Reihe von Fällen angeführt werden, in denen durch Strömungen eine völlige Verhinderung der sonst meist stetigen Meeressedimentation stattgefunden hat und noch stattfindet. Allerdings sind die gewöhnlichen Meeresströmungen hierzu in der Regel wohl nicht befähigt; doch wird es gut sein, wenn der Geologe die vielfachen Versuche der Ozeanographen, gerade die Tiefenströmungen zu messen, aufmerksam verfolgt.

Auf der Agulhas-Bank finden sich infolge der Wirkung des sehr kräftigen Agulhas-Stromes noch unterhalb 200 m Tiefe grobe Ablagerungen, welche zudem, wie später auszuführen sein wird, eine Verlangsamung des Absatzes erkennen lassen. Ein besonders ausgezeichnetes Beispiel für Sedimentationsverhinderung durch eine Meeresströmung bieten aber die ja allerdings abnormen Verhältnisse des Florida-Stromes. Die engste Stelle dieses Stromes zwischen der Ostküste Floridas (Fowey-Felsen) und dem Westrande der Bahamas (Gun Cay) ist 80 km breit bei einer größten Tiefe von rund 700 m. Die Linie der größten Geschwindigkeit der hier reine Nordrichtung verfolgenden Strömung liegt nur 20 km im Osten des Fowey-Felsens, also der Floridaseite viel näher als der Bahama-Seite. Längs dieser Achse werden Durchschnittsschnelligkeiten von 6,2 km in der Stunde gleich 1,7 m in der Sekunde erreicht, und diese mittleren Werte steigen nicht selten bis auf 2,1 bis 2,5 m in der Sekunde. Vergleichen wir, wie G. Schott in seiner ausgezeichneten „Geographie des Atlantischen Ozeans“, mit Festlandsströmen: der Rhein bei Koblenz bringt es durchschnittlich auch nur auf 1,7 m in der Sekunde, und für die Donau bei Wien wird zu Hochwasserzeiten eine Geschwindigkeit von 2 m in der Sekunde angegeben, ein Betrag, der nicht unerheblich hinter der Maximalleistung des Floridastromes zurückbleibt. Um diesen Vergleich aber auf die richtige räumliche Grundlage zu stellen, müssen wir uns dabei noch vergegenwärtigen, daß die genannten Festlandsströme nur eine Breite von etwa 300 m — gegenüber 80000 m des Florida-Stromes — und eine Tiefe von vielleicht 3 m — gegenüber 700 m in der Meeresstraße — aufzuweisen haben. Wie in einem Flußbett nimmt aber auch im Florida-Strom die Geschwindigkeit der Strömung sowohl nach den Küsten wie nach den

Tiefen hin ab. Schon in 300 m Tiefe herrscht nur noch die Hälfte der Oberflächengeschwindigkeit, und nahe dem Boden der Florida-Straße in 600—700 m Tiefe ist die Bewegung, nach den amerikanischen Forschungen zu schließen, auf den zehnten Teil der Oberflächenbewegung gesunken, so daß das Grundwasser nur um etwa 15 km in 24 Stunden oder rund 17 cm in der Sekunde vorwärts geschoben wird. Da dieser Strom das sogenannte Blake-Plateau, eine 800—1200 m tiefe Stufe am nordamerikanischen Schelfrande nördlich von den Bahama-Inseln bis auf die Höhe von Savannah (Georgia), noch mit voller Wucht trifft, so wird es verständlich, wenn Al. Agassiz berichtet, daß dieses submarine Plateau strichweise völlig frei ist von lockeren Ablagerungen; auch das tierische Leben ist gering. Reichlicher ist das Leben auf dem zwischen 165 und 460 (550) m Tiefe in der eigentlichen Florida-Enge an den Außenabfall der Key-Inseln sich anschließenden, ebenfalls vom Florida-Strom gefegten, felsigen Pourtalès-Plateau. Hier bildet sich allerdings neues Sediment, dasselbe hat aber von vornherein eine kompakte Beschaffenheit, indem Röhrenwürmer und Kalkalgen die Skelettbruchstücke der hauptsächlich auftretenden „Tiefsee“-Korallen, Echinodermen, Brachiopoden und Mollusken zu einer festen Breccie verkitten und dadurch vor der Fortbewegung durch die Strömung bewahren. In ähnlicher Weise erfahren auch manche andere submarine Bänke eine allmähliche Erhöhung ihres Bodens, auf dem lockere Ablagerungen sich bei der Heftigkeit der sie betreffenden Wasserbewegungen nicht halten könnten. Beispiele dieser Art werden später noch zur Besprechung kommen.

Andere Fälle der Sedimentationsunterbrechung bieten die Ausgleichsströmungen, welche Niveau-, Salzgehalts- oder Temperaturunterschiede benachbarter, aber durch submarine Barren oder durch Landmassen gegen einander mehr oder minder abgeschlossener Meeresteile, etwa des Ozeanes und eines zugehörigen Nebenmeeres, auszugleichen streben. Der Spiegel des Mittelmeeres ist durch starke Verdunstung gegen den des Atlantischen Ozeanes erniedrigt, welcher zum Ausgleich dafür den Gibraltarstrom entsendet, der nach Smyth eine mittlere Geschwindigkeit von 3,7—5,5 km in der Stunde besitzt. In umgekehrter Richtung verläuft aber in der Tiefe ein Unterstrom, welcher jedoch nur die unteren 30 m der 200—400 m betragenden Tiefe des Eingangstores beherrscht. Hier wäre auch die kräftige Unterströmung zu erwähnen, welche das Mittelmeer durch die Dardanellen, das Marmara-Meer und den Bosporus in das Schwarze Meer entsendet und welche vor dem Bosporus den Absatz von Sediment so behindert, daß hier Bildungen mit subfossilen Mollusken einer vergangenen Periode des Quartärs, in welcher das Schwarze Meer noch keinen Zusammenhang mit dem Mittelmeer besaß, sondern einen ringsum abgeschlossenen Brackwassersee darstellte, die höchsten Lagen des Untergrundes bilden.

Schon VON RICHTHOFEN erschien in Anbetracht der Offenhaltung solcher Meerengen die Erosionskraft derartiger Strömungen äußerst wahrscheinlich. Solche Ausgleichsströmungen können aber auch in größerem Abstande von Küsten auftreten und die Sedimentation beeinflussen. Im nordatlantischen Ozean erfolgt über den tiefsten Sattel (550—600 m) der WYVILLE-THOMSON-Schwelle zwischen dem britischen Kontinental-Plateau und den Faröer zum Ausgleich der verschiedenen Dichte zwischen Polar- und Golfstromwasser ein Strom von nachweisbarer Geschwindigkeit, unter welchem der Meeresboden entweder aus nacktem Fels besteht oder, wie u. a. die „Valdivia" feststellte, grobe Sande, Kiese und Schotter trägt. Letztere enthalten nicht selten glazial geschrammte Stücke und entstammen nach B. N. PEACH[26]) einem dort liegenden Geschiebemergel, dessen feinere Bestandteile durch die heftige Strömung entfernt werden. Übrigens dürften hierbei auch die Gezeitenströmungen mitwirken, denen wir uns nunmehr zuwenden wollen.

Während die seitliche Kraft der Wellenbewegung des Wassers nach der Tiefe zu rasch abnimmt, ist das bei den Gezeitenströmungen viel weniger der Fall, und diese besitzen wenigstens im Bereiche der Schelfe eine bedeutende transportierende Kraft und vermögen, wo sie durch hohen Hub oder seitliche Einengung beschleunigt werden, geradezu ausfurchend auf den Meeresboden zu wirken. Auf die hierdurch bedingten Gezeitenrinnen und „Tiefs" der deutschen Nordseewatten, wie auf Gezeitenkolke ist bereits im I. Bande bei Besprechung des Schelfs hingewiesen worden. Nach KRÜMMEL zeigen auch die Seekarten der von starken Gezeitenströmen durchflossenen Gewässer Westschottlands zahlreiche Fälle, wo inmitten sandiger Flächen tiefe Rinnen von 150—200 m eingefurcht sind, deren Boden und Flanken aus unbedecktem Fels bestehen. Das hat im Einzelnen schon T. MELLARD READE[27]) ausgeführt. Ähnliches ist auch an allen Verengerungen der Fundy-Bai, zumal an den wie Buhnen in das tiefere Wasser hineinragenden felsigen Halbinseln, wahrzunehmen. Daß aber solche Gezeitenströmungen nicht nur einerseits überhaupt an der ganzen Bodengestaltung unserer Nordseewatten und an der Ausgestaltung der Meeresstraßen, wie der des Ärmelkanals, teilnehmen, sondern anderseits selbst noch im offenen Ozean, zwischen und auf submarinen Bänken, ihre sedimentationsverlangsamende bis -verhindernde oder gar erodierende Tätigkeit entfalten, wird im folgenden, insbesondere in dem Abschnitt über Schelfablagerungen, noch näher ausgeführt werden.

Bei dieser Gelegenheit mag aber auf den Einfluß hingewiesen sein, welchen die Erdrotation auf tiefgehende Gezeitenströme ausübt. Dieser bekanntlich zuerst von K. E. VON BAER für den Lauf von Flüssen in Betracht gezogene Einfluß drängt die ganze bewegte Wassermasse auf der nördlichen Halbkugel jedesmal nach rechts, auf der südlichen

nach links ab. Wo Küsten oder Inseln dieser Ablenkung einen Widerstand entgegensetzen, wird eine Anstauung des Niveaus und damit eine verstärkte Erosion am Boden und an den Flanken des Strombettes die Folge sein. Auf diese Weise kommt nach KRÜMMEL an weicheren Küsten eine eigentümliche Anordnung der Fahrwasserrinnen zustande. An den friesischen Küsten führt eine tiefe Flutrinne von der See aus längere Strecken parallel mit den Inseln in die Flußmündungen und Ästuarien hinein. So geht die Einfahrt zum Helder durch das Schulpe Gat hart an der Dünenküste von Süden her entlang, die Einfahrt nach der Ems nahe an Schiermonnikoog und Rottum, die nach der Jade und Weser an Wangeroog, die in die Elbe an Scharhörn dicht entlang. In der Unterelbe ist der Flutstrom an der Südseite des Fahrwassers ausnahmslos stärker als an der Nordseite, das umgekehrte gilt für den Ebbestrom: dieser drängt an der Nordseite auffallend stark nach rechts und führt beim Eintritt in die Nordsee, sobald er die ihn an seiner Rechten stützenden Bänke verliert, deutlich nach Nordnordwesten. Ganz entsprechend verhält sich der St. Lorenz bei Quebec[28]). Weiteres über diese mit der Bildung der Flut- und Ebberinne zusammenhängenden Erscheinungen (Binnen- und Außenbarren, scheinbare Ausnahme vom VON BAERschen Gesetz) mag in dem späteren Abschnitt über Sedimentbildung in Ästuaren eingesehen werden; und damit gehen wir zur Besprechung der jungen Bodenablagerungen des Meeres selbst über.

# 3. Die jungen Meeressedimente und ihre Bildung

## a) Einleitung

### α) Geschichtliches und Bemerkungen zur Literatur

Unsere Kenntnis der Bodenablagerungen der heutigen Meere ist, wenn wir von den Bildungen des eigentlichen Strandes absehen, eine verhältnismäßig junge. Erst im Zeitalter des Weltverkehrs entstand ein Bedürfnis nach näherer Erforschung des Grundes, dem man die überseeischen Telegraphenkabel anvertrauen mußte, und wurden kleinere und größere wissenschaftliche Expeditionen ausgeschickt, um die Probleme des Meeres und seines Bodens zu lösen. Äußerst zahlreich und vielsprachig, sowie weit verstreut ist die Literatur, die sich mit diesen Dingen beschäftigt, dazu aber auch äußerst ungleichmäßig und aus den Jahrzehnten vor der berühmt gewordenen Reise des „Challenger“ nur noch bedingt brauchbar. Denn, wie sich mit wachsender Erkenntnis die Probleme und Fragestellungen verschoben, die sich an die Bildungen des Meeresbodens knüpfen, so wuchsen anderseits auch die Anforderungen, die man an die Gewinnung, Aufbewahrung und Untersuchung der Proben

stellen mußte, damit sie zum Erfassen neuer Erkenntnisse dienen konnten. Über die Art der Gewinnung der Grundproben mit der Dredsche, mit Lotröhren usw. und über die Untersuchungsmethoden berichten die Publikationen über die verschiedenen Tiefsee-Expeditionen; eine kurze zusammenfassende Darstellung gab auch KRÜMMEL, weiteres mag aus einer referierenden Darstellung des Verf.s[29]) entnommen werden. Von ungemeiner Wichtigkeit ist die Art der zwecks späterer Untersuchung vorzunehmenden Konservierung der frischen Proben. Einer Konservierung mit Alkohol verdankte bekanntlich der berühmt gewordene „Bathybius“ seine Entstehung, jenes HUXLEYsche „Urwesen“, das jahrelang in den phylogenetischen Spekulationen der Biologen eine große Rolle spielte, bis J. MURRAY den Nachweis erbrachte, daß er als gallertiger Gipsniederschlag aus Meerwasser durch Zusatz von Alkohol jederzeit beliebig hergestellt werden kann. Setzen wir hinzu, daß in Sedimenten mit reichlicherem Gehalt an zersetzbarer organischer Substanz fortschreitende Verwesung Veränderungen hervorruft — wie sie z. B. im Falle mancher „Albatroß“-Proben binnen wenigen Jahren zur Zerstörung der in den Proben aufbewahrten Etiketten führten —, so muß hieraus die Lehre entnommen werden, daß nur eine möglichst baldige Untersuchung der langsam getrockneten Proben ein unverfälschtes Bild des Sedimentes zu liefern vermag. Im übrigen mag nur noch bemerkt werden, daß es am besten ist, die Proben im nicht entsalzten Zustande zu analysieren, da insbesondere die schlammigen Tiefseeabsätze eine nicht unbeträchtliche Adsorption für Salze besitzen, die nach der Größe der inneren Oberfläche sehr verschieden ist. So enthält der Rote Ton nach GEBBING zwischen 6,8 und 8 %, der Diatomeenschlamm 5,4 %, antarktischer Glazialton 1,9—3,7 %, Globigerinenschlamm aber nur 1,0—3,4 % NaCl. Abgesehen von dem Interesse, welches diese Eigenschaft der Sedimente an sich besitzt, ist aber die Entsalzung durch einfaches Auswaschen keineswegs gleichmäßig zu erreichen, und dieses Auswaschen hat daher, um vergleichbare Analysen zu bekommen, künftig besser ganz zu unterbleiben. Mindestens sollte aber, was nicht immer berücksichtigt worden ist, von den Analytikern bemerkt werden, ob entsalzte oder nicht entsalzte Proben zur Untersuchung vorlagen.

Die erste Zusammenfassung über die vielfachen, in den flacheren Meeresteilen der europäischen und amerikanischen Küstengewässer gemachten Einzelbeobachtungen gab DELESSE[30]), der für diese Gebiete, besonders die Küstengewässer Frankreichs auch eine kartographische Darstellung versuchte. Konnten hierbei die Verhältnisse des tieferen Meeres noch keine Berücksichtigung finden, so geschah dieses aber in mustergültiger und klassischer Weise durch die groß angelegte Weltreise des „Challenger“. Aus dem umfangreichen Werke über die Ergebnisse

dieser Forschungsreise interessiert uns hier vor allem der große Bericht über die Tiefsee-Ablagerungen von J. MURRAY & A. F. RENARD[31]), in welchem auch die vielen Grundproben anderer (deutscher, amerikanischer usw.) Expeditionen mit berücksichtigt wurden, so daß in diesem Werke die Errungenschaften der Zeit vor etwa 1890 gesammelt und verarbeitet worden sind, wobei aber das Schwergewicht durchaus auf die Tiefsee-Ablagerungen gelegt wurde. Mit besonderer Berücksichtigung der Bedürfnisse des Geologen hat dann bald darauf JOH. WALTHER[32]) in einem wertvollen und anregenden Buche alle die vielen zerstreuten Daten auch über die geologischen Vorgänge des Meeres, also auch der Flachsee, gesammelt, und hiermit schließt für diesen Wissenschaftszweig — so könnte man sagen — das „heroische Zeitalter“ der ersten großen Entdeckungen ab und gelangte die Forschung in die ruhigeren Bahnen der Befestigung und des Ausbaus des errungenen Besitzes im einzelnen. Die wissenschaftliche Auswertung der Funde besonders zweier neuerer Expeditionen hat große weitere Fortschritte auf unserem Gebiete gebracht, und nicht zum mindesten deshalb, weil hierbei die großen Kenntnisse und Erfahrungen eines der Wissenschaft leider viel zu früh entrissenen Forschers, nämlich E. PHILIPPI, zur vollen Entfaltung kamen. Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition auf der „Valdivia“ um die Jahrhundertwende sind noch zusammen von J. MURRAY und E. PHILIPPI[33]) bearbeitet worden, und die beigegebenen Grundprobenkarten des Atlantischen und Indischen Ozeans geben den gegen die „Challenger“-Karte stark veränderten, im wesentlichen auch heute noch geltenden Standpunkt in ausgezeichneter Weise wieder. Dagegen wurden die auf der Deutschen Südpolar-Expedition 1901—1903 auf dem „Gauß“ geloteten Grundproben von E. PHILIPPI[34]) durchaus selbständig und originell bearbeitet, worauf zurückzukommen im folgenden vielfach Gelegenheit sein wird. Eine neue Grundprobenkarte des Pazifischen Ozeans ist einer Darstellung von MURRAY und LEE[35]) über „Albatroß“-Grundproben beigegeben, so daß die noch vielfach kopierte „Challenger“-Karte nunmehr völlig veraltet genannt werden muß. Die große übrige Literatur ist z. T. in einem dem Werke von MURRAY und PHILIPPI beigegebenen Verzeichnisse zu finden; eine große Menge von Ergänzungen hat der Verf. in seiner schon angeführten Sammelbesprechung gegeben.

**β) Untersuchung, Komponenten und Klassifikation der jungen Meeressedimente**

Eine Klassifikation der rezenten Sedimente stößt auf ebenso große Schwierigkeiten wie eine solche der Sedimentgesteine. Weder eine rein chemische, noch eine rein physikalische Klassifikation ist von genügendem Werte, und es ist zweckmäßig, sich demgegenüber immer die

komplexe Zusammensetzung dieser Bildungen aus den verschiedenartigsten Komponenten vor Augen zu halten, bevor man die Möglichkeit einer wissenschaftlichen Klassifikation überhaupt erörtert.

Alle Sedimentkomponenten sind entweder minerogen oder biogen (organogen). Die minerogenen Bestandteile sind entweder anorganische Ausscheidungen aus der, wie bekannt, sehr kompliziert zusammengesetzten Meerwasserlösung[36]), und zwar entweder rein physikalische Ausscheidungen infolge Übersättigung an der betreffenden Substanz (z. B. die Strandsalze) oder aber Fällungen durch Reaktion verschiedener Lösungen auf einander, also Ausscheidungen chemischer Art. Für viele der hierherzuziehenden Fälle ist es durchaus strittig, ob sie der einen oder anderen Art sind, und wir werden noch bei Besprechung der Bildung der Oolithe einen solchen Fall kennen lernen, bei welchem sogar die Möglichkeit besteht, daß Organismen eine gewisse Rolle hierbei spielen. Krümmel hat alle diese aus der Meerwasserlösung ausgeschiedenen Komponenten als „halmyrogene“ bezeichnet. Dieser halmyrogenen Komponente steht die Gruppe der klastischen Komponenten gegenüber, die aus den mehr oder minder auch chemisch veränderten Zerstörungsprodukten älterer Gesteine sich zusammensetzt. Eine Trennung der Gruppe der biogenen Komponenten ist ohne weiteres durch die jedem Biologen geläufige Zerlegung des Halobios in Benthos, Nekton und Plankton gegeben, so daß wir benthogene, nektogene und planktogene Komponenten zu unterscheiden haben. Ein weiteres Argument der Gruppierung aller Sedimentkomponenten, ganz gleich, ob sie minerogener oder biogener Herkunft sind, ergibt sich aus der Beteiligung oder Nichtbeteiligung irgend eines Transportvorganges, und hiernach kann man jedes Sediment theoretisch in einen autochthonen und einen allochthonen Anteil sich zerlegt denken. Indessen wird es, ganz abgesehen davon, daß eine reinliche Scheidung aller zu unterscheidenden Komponentenarten weder auf chemischem noch auf mechanischem Wege jemals gelingen kann, manchmal sehr schwierig sein, die autochthonen Komponenten immer als solche abzutrennen, zumal wenn man auch das rein vertikale Wirken der Schwerkraft, z. B. beim Absinken abgestorbener Planktonten, für ein Kriterium des Transportes ansieht; dieses muß aber in der Tat geschehen, da die betreffenden biogenen Komponenten hierbei für die Sedimentation sehr wichtigen Umwandlungen unterliegen. Trotzdem besitzt gerade der autochthone Anteil der Sedimente des Meeres eine große theoretische Bedeutung, nicht nur, soweit die halmyrogene, sondern auch soweit die klastische und die biogen(benthonisch)e Komponente in Frage kommt. Setzen wir hinzu, daß man seit langer Zeit das vom Festlande abstammende Material als „terrigen“ (nach Krümmel richtiger „chersogen“)[37]) bezeichnet, demgegenüber ein kosmogener Anteil (die im

Roten Tiefseeton angereicherten Meteoritenkügelchen) völlig zurücktritt, so lassen sich nunmehr alle möglichen und in der Tat mehr oder minder vertretenen Komponenten der marinen Sedimente unter Hinzufügung einiger wichtiger Beispiele in folgender Tabelle übersichtlich anordnen:

| | Minerogene Komponenten | | Biogene Komponenten | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Halmyrogen | Klastisch | Benthogen | Nektogen | Planktogen |
| Autochthone Komponenten | Ooïde von Suez, Bahama usw. wahrsch. | Klastische Aufbereitungsprodukte des Meeresgrundes | Z. B. Kalkalgen, Korallen, Serpuliden | Z. B. manche Fisch- oder Cephalopodenreste | |
| Allochthone Komponenten | Strandsalze | Terrigene Komponente, transportiert d. 1. Schwerkraft, 2. Eisberge, 3. Strömungen, 4. Wind, 5. Organismen,<br>Kosmogene Komponente | Verschwemmte Landpflanzen, Landmollusken; Sargassokraut | Die meisten Fischreste, Sepienschulpe usw. | Coccolithen, Diatomeen, Radiolarien, Globigerinen, Hetero- und Pteropoden; Spirulaschalen, „Pseudoplankton“. |

Trotz der oben genannten Schwierigkeiten einmal in der Zuteilung, dann aber auch in der tatsächlichen Trennung der einzelnen Komponenten voneinander ist es für das Verständnis der ganzen Sedimentation unerläßlich, möglichst genau den Anteil zu bestimmen, der in einem bestimmten Falle den verschiedenen Komponentenarten zukommt, wobei es zweckmäßig ist, zunächst anzunehmen, daß alle Arten vertreten sind. In der Tat gibt es nur wenige Sedimente, die ganz allein nur aus einer oder zwei Komponenten bestünden, und schon hieraus ergibt sich die erörterte Schwierigkeit einer einwandfreien Klassifikation. Erst nach der Bestimmung der einzelnen am Aufbau sich beteiligenden Komponenten ist eine Erörterung der Entstehung der betreffenden Ablagerung möglich, was besonders auch im Hinblick auf die fossilen Sedimente (Sedimentgesteine) betont sei.

In vielen, auch modernen Sedimenten treten zu den beschriebenen Komponentenarten noch accessorische Bestandmassen hinzu, welche sich durch gewisse Umwandlungen chemischer und physikalischer Art aus den Substanzen der frischen Ablagerungen, z. T. auch durch Umsetzung mit dem Sedimentationsmedium, dem Meerwasser, gebildet haben. Ich nenne hier nur die Neubildungen von Dolomit, von Glaukonit und von Schwefeleisen oder auch die Kalk- und Mangankonkretionen. Die Vor-

gänge der Neubildung dieser Accessoria, deren Menge mit dem allmählichen Altern der Sedimente zunimmt, faßt man unter dem Begriff der „Diagenese“ [38]) zusammen. Die Diagenese als rein chemischer oder physikalischer Vorgang richtet sich nicht nach der minerogenen oder biogenen Herkunft der einzelnen Bestandteile einer Ablagerung, sondern nur nach der chemischen oder physikalischen Geeignetheit für gewisse Umsetzungen und kann infolgedessen bei weit vorgeschrittenem Zustande die Trennung dieser beiden Hauptkomponentengruppen sehr erschweren. Das gilt nicht nur für Sedimentgesteine vergangener Erdperioden, sondern schon für manche junge Riffkalke. Um so wichtiger wird es für den Geologen, dem diagenetisch veränderte Sedimentgesteine auf Schritt und Tritt in die Hände fallen, die Entstehung solcher Bildungen von Etappe zu Etappe zu verfolgen, wofür uns Untersuchungen JOH. WALTHERS [39]) als Vorbilder dienen können.

Das Ziel der Untersuchung der frischen Sedimente, mag dieselbe nun auf mechanische oder chemische Methoden zurückgreifen, muß stets sein, dieselben nach Möglichkeit in ihre einzelnen Komponenten zu zerlegen. Bei der minerogenen Komponente würde die Beteiligung von altkristallinen, jungvulkanischen und sedimentären Gesteinen und Mineralien autochthoner und allochthoner Herkunft, von Neubildungen, Konkretionen und dergl. zu ergründen sein; die Mineral- und Gesteinsfragmente wären hinsichtlich ihrer Korngröße zu sondern und ihr Verhältnis zu den feinsten schlammigen Bestandteilen, deren mineralogische Zugehörigkeit nicht mehr festzustellen ist, in Zahlen auszudrücken. Bei der biogenen oder organogenen Komponente aber wäre der Prozentsatz der Foraminiferengehäuse, der Coccolithen und Rhabdolithen, der Schwammnadeln, Radiolarienskelette, Diatomeenpanzer, kurz aller pflanzlichen und tierischen Hartgebilde zu bestimmen. Alle wesentlichen Bestandteile einer Grundprobe in dieser Weise quantitativ voneinander zu trennen, wird zwar wohl stets ein frommer Wunsch bleiben; immerhin geben doch mechanische und chemische Trennungsmethoden, wenn nicht absolute Genauigkeit, so doch wertvolle Fingerzeige in bezug auf die Größenordnung der quantitativen Beteiligung der einzelnen Komponenten. Für die quantitative mechanische Trennung der Substanzen nach der Korngröße stehen zwei Methoden zur Verfügung, die Siebmethode, wie sie DELESSE, MURRAY und RENARD, neuerdings vor allem aber J. THOULET [40]) anwendeten, und die Schlämmethode, wie sie z. B. schon VON GÜMBEL bei der Untersuchung der „Gazelle“-Proben, neuerdings aber in sehr verfeinerter Weise E. PHILIPPI [41]) bei Bearbeitung der „Gauß“-Proben benutzte. Für gröbere und grobe Sedimente erscheint die Siebmethode allerdings geeignet, und es war für DELESSE, dessen Untersuchungen sich ja hauptsächlich auf küstennahe Ablagerungen beschränkten, durch-

aus gegeben, sich ihrer zu bedienen, allerdings schon nicht unter völligem Ausschluß des Ausschlämmens der schlammigen Bestandteile. Für Tiefseeschlamme ist aber selbst die verfeinerte Siebmethode THOULETs nicht brauchbar; denn es ergeben sich, wenn man solche Ablagerungen auf Grund der mit dieser Methode gewonnenen Zahlen (und unter Hinzunahme des Kalkgehaltes) bezeichnen und klassifizieren wollte, Unmöglichkeiten, wie die, daß z. B. ein Globigerinenschlamm als „sehr kalkreicher Sand" bezeichnet werden müßte. Gegenüber den Resultaten der von PHILIPPI in mustergültiger Weise auf Tiefseesedimente angewendeten Schlämmethode erscheinen zwar die Resultate von THOULETs Siebmethode exakter, die Siebprodukte selbst homogener, aber die Schlämmprodukte geben, wie PHILIPPI überzeugend ausgeführt hat, gleichzeitig wertvolle Anhaltspunkte zur Beurteilung der natürlichen Schlämmprozesse durch das bewegte Meerwasser; denn „die Natur schlämmt wohl im größten Maßstabe, aber sie siebt niemals". Und des weiteren! Bei der Siebmethode wird weder die Form der Komponenten, noch das spezifische Gewicht derselben berücksichtigt, zwei für die Sedimentation äußerst wichtige Eigenschaften, die anderseits bei der Schlämmethode in den natürlichen Verhältnissen entsprechende Wirksamkeit treten. Insbesondere zeigt sich, daß die Form gerade bei den Organismenresten eine große Rolle gegenüber dem Schlämmvorgange spielt, was um so verständlicher ist, da man weiß, wie stark gerade die Form vieler Planktonten im Interesse besseren Schwebens abgewandelt ist. Einzelheiten mögen in der PHILIPPIschen Darstellung eingesehen werden. Form der klastischen Komponenten (ob rund abgerollt oder kantig, scharf oder splitterig), mineralogische Zusammensetzung und damit spezifisches Gewicht und chemisches Verhalten sind weitere Eigenschaften, welche zu ergründen sind, und es geht schon hieraus hervor, daß eine wissenschaftliche Klassifikation sich ebenso wenig allein auf das rein mechanische Hilfsmittel des Siebens, wie auf irgend eine andere Eigenschaft der Komponenten stützen darf. Damit entfällt aber auch jede Möglichkeit für eine rein stofflich-chemisch-mineralogische Einteilung (etwa in kieselsäurehaltige, tonerdehaltige, kalkhaltige, organische usw. Ablagerungen) ebenso wie für eine rein biologische Einteilung, gegen welch' letztere sich insbesondere THOULET stark ablehnend verhält.

Nach alledem bleibt schon nichts anderes über, als die rezenten Meeressedimente zunächst nach geographischen Gesichtspunkten zu ordnen, wobei nur die Unterabteilungen nach der Korngröße oder dem Vorwiegen der einen oder anderen Organismengruppe (insbesondere bei den Tiefseeablagerungen) abgetrennt werden. Den ersten Versuch dieser Art haben MURRAY und RENARD geliefert. Ihr System von 1891 lautete folgendermaßen:

| | | |
|---|---|---|
| 1. Tiefseeablagerungen (außerhalb der 200 m-Linie): | Roter Ton<br>Radiolarienschlamm<br>Diatomeenschlamm<br>Globigerinenschlamm<br>Pteropodenschlamm | I. Pelagische Ablagerungen (im tiefen Wasser fern vom Lande gebildet): |
| | Blauer Schlick<br>Roter Schlick<br>Grauer Schlick<br>Vulkanischer Schlick<br>Korallensand u. -schlick | II. Terrigene Ablagerungen (in tiefem und seichtem Wasser in der Nähe von Land gebildet): |
| 2. Seichtwasserablagerungen (zwischen der 200 m-Linie und dem Niedrigwasserniveau am Strand): | Grande, Kiese, Sande, Schlicke | |
| 3. Litoralablagerungen (am Strande zwischen Hoch- und Niedrigwasserstand): | Steine, Grande, Kiese, Sande, Schlicke | |

Krümmel, der die von Murray und Renard für die einzelnen Bodenarten gewählten Bezeichnungen im wesentlichen beibehalten hat, hat schon mit Recht auf den in dieser Klassifikation sofort in die Augen fallenden Mißstand hingewiesen, den die gleichzeitige Benutzung zweier Gliederungsprinzipien (links 1—3 nach der Tiefe und rechts I und II nach der Landferne und Materialherkunft) mit sich bringt; und er zog es daher vor, eine Dreiteilung sämtlicher Meeressedimente vorzunehmen unter Ausscheidung einer vermittelnden Gruppe der „hemipelagischen“ Sedimente, die der Tiefe nach Tiefseesedimente, dem Materiale nach aber terrigener Herkunft sind. Indem Krümmel außerdem unter den Litoralablagerungen auch noch die Seichtwasserablagerungen des „Challenger“-Berichtes einbegreift, bekommt sein System folgende Fassung:

I. Litorale oder landnahe Ablagerungen.

1. Strandablagerungen.
2. Schelfablagerungen.

NB. Beide Unterarten zerfallen nach ihrer Korngröße in Block-, Kies-, Sand- und Schlicklager und jede dieser wiederum nach ihrer Entstehung in klastische, vulkanische, halmyrogene und glaziale Bildungen.

II. Hemipelagische Ablagerungen.

1. Blauer und roter Schlick (einschließlich Vulkanschlick).
2. Grünsand und grüner Schlick.
3. Kalksand und Kalkschlick.

NB. Hier sind wieder dieselben genetischen Unterarten möglich wie bei den litoralen Ablagerungen.

III. Eupelagische oder landferne Tiefseeablagerungen.

A) Epilophische Bildungen

a) Kalkhaltige Tiefseeschlamme.

1. Globigerinenschlamm.
2. Pteropodenschlamm.

b) Kieselhaltiger Tiefseeschlamm.

3. Diatomeenschlamm.

B) Abyssische Bildungen.

4. Roter Tiefseeton.
5. Radiolarienschlamm.

NB. Als accessorische Beimengungen erscheinen solche vulkanischen, glazialen und kosmischen Ursprungs.

Schon PHILIPPI hat seine Bedenken gegen die Teilung der eupelagischen Ablagerungen in epilophische (d. h. Sedimente, die sich auf Schwellen und Rücken der Tiefsee bilden — von ἐπί- auf und λόφος-Kuppe, Anhöhe) und abyssische und die Zuweisung von Globigerinen- und Diatomeenschlamm zu den ersteren geäußert: „Globigerinenschlamm tritt oft in sehr viel größeren Tiefen auf als der Rote Ton; und Diatomeenschlamm, der sich in 5—6000 m Tiefe ablagert, wie ihn z. B. die „Valdivia“ vielfach fand, wird man wohl kaum mehr als epilophisch bezeichnen dürfen.“

Indem aber gerade die Untersuchung der „Valdivia“- und „Gauß“-Proben uns wertvolle Aufklärungen über die Bedeutung des Kalkgehaltes für die eupelagischen Sedimente verschaffte, sind wir nunmehr wohl berechtigt, diese dritte Gruppe der Meeresablagerungen hauptsächlich mit Hilfe eben des größeren oder geringeren Kalkgehaltes zu gliedern; und indem wir dieses tun, gelangen wir mit geringen Abänderungen auch in anderen Teilen des KRÜMMELschen Systems, Änderungen, welche später begründet werden, zu folgender Anordnung:

I. Litorale oder landnahe Ablagerungen.

a) Strandablagernngen.
b) Schelfablagerungen.

II. Hemipelagische Ablagerungen.

a) Dunkler oder blauer Schlick.

Besondere Fazies: Glazialmarine Sedimente, sowie Vulkansande und -schlicke.

b) Roter Schlick.

c) Glaukonitische Sedimente.
d) Kalkschlicke.
e) Schwefeleisen-reiche Schlicke.

III. Eupelagische Ablagerungen.

1. Kalkreich: Globigerinenschlamm.
   Besondere Fazies: Pteropodenschlamm.
2. Kalkarm, bezw. -frei:
   a) Roter Tiefseeton.
      Besondere Fazies: Radiolarienschlamm.
   b) Diatomeenschlamm.

Und hiermit treten wir in die Besprechnng der einzelnen Arten moderner Meeressedimente ein.

## b) Spezielle Beschreibung der jungen Meeressedimente

### α) Litorale oder landnahe Ablagerungen

#### Einleitende Bemerkungen

Die klastischen Komponenten der litoralen Ablagerungen entstammen vorwiegend dem Lande, weshalb diese Sedimente vielfach auch als „kontinentale" bezeichnet werden, ein Ausdruck, den man aber besser vermeidet, da er zu Mißverständnissen Anlaß geben kann. Die Litoralablagerungen nehmen nach KRÜMMEL rund 33 Millionen qkm oder $^1/_{11}$ des Meeresgrundes ein. Sie sind die rezenten Äquivalente der Hauptmasse der Sedimentgesteine, und die Kenntnis ihrer Bildung ist daher unerläßlich für einen Geologen, welcher nicht nur tote Stratigraphie und Paläontologie, sondern Paläogeographie im weitesten Sinne des Wortes, d. i. eigentliche wissenschaftliche Geologie, treiben will.

Die Vertreter der biologischen Wissenschaften haben früher längere Zeit auf dem Standpunkt gestanden, daß man im Meere, in besonders enger Begrenzung innerhalb der Flachsee, durch bestimmte Isobathen bestimmte Lebensbezirke abgrenzen könne, indem man annahm, daß die Wassertiefe und damit der Wasserdruck für die Verteilung der niederen Meerestiere eine ähnliche Bedeutung besitze, wie der verminderte Luftdruck auf hohen Gebirgen für die lungenatmenden Wirbeltiere und den Menschen. Es ist klar, daß, wenn diese Anschauung das Richtige träfe, auch der Geologe alle Ursache hätte, sich mit ihr eingehender zu beschäftigen, da die Zusammensetzung der ihn interessierenden Sedimente wenigstens im Flachwasser wesentlich mit durch das Benthos bestimmt wird. Indessen liegen die Verhältnisse doch nicht ganz so einfach. Die absolute Wassertiefe ist mit ihren feineren Unterschieden für die niederen Meerestiere ein viel nebensächlicherer Faktor als Licht, Temperatur und Bodenbeschaffenheit, und

das Vorkommen der einzelnen Pflanzen- und Tierformen in bestimmten Tiefen ist die Folge einer Kombination der verschiedensten Existenzbedingungen und unterliegt mit diesen den mannigfachsten Schwankungen. Das muß man im Auge behalten, wenn man von Laminarien- oder Korallinen-Zone oder einer Zone der Tiefseekorallen spricht und bestimmte Meerestiefen damit verknüpft, um so mehr, als der eine Autor eine Korallinenzone oberhalb, der andere aber eine solche unterhalb der Laminarienzone unterscheidet. Wenn nun auch die Pflanzenphysiologie bezüglich der Algenverbreitung gelehrt hat, daß die Absorption der verschiedenfarbigen Lichtstrahlen den blaugrünen, grünen, braunen und roten Algen bestimmte relative Tiefen zuweist, so hat doch der Augenschein vielfach gelehrt, daß sich das Vorkommen dieser verschiedenen marinen Pflanzenformen, die ihrerseits wieder vielen Tieren zum Substrat, zum Unterschlupf oder selbst zur Nahrung dienen, durchaus nicht auf eine so einfache Formel bringen läßt. Und so gilt noch heute, was JOH. WALTHER[42]) bezüglich aller solcher Versuche schon vor vielen Jahren gesagt hat: „Sobald man die lokal durchaus giltigen Tiefenzonen auf ein etwas entfernteres Gebiet desselben Meeres anwenden will, ergeben sich mehr oder minder bedeutende Abweichungen, und seitdem man mit dem Schleppnetze in größeren Tiefen zu dredgen begonnen hat, seitdem man vergleichende Untersuchungen über verschiedene Küsten ausdehnte, ist der Wert solcher Zonengliederung immer mehr illusorisch geworden." Es muß daher als verfehlt bezeichnet werden, wenn manche Autoren von fossilen Gesteinen als z. B. in der Laminarienzone gebildet gesprochen haben, solange sie mehr damit ausdrücken wollten als eine Entstehung in den alleroberstem, sich an das Ebbeniveau anschließenden Flachwasserzonen[43]).

Im Strandgebiete, jenem amphibischen Berührungssaum von Land und Meer, der bei Ebbe Land, bei Flut aber Meeresboden ist, vollzieht sich in ewigem Rhythmus ein vielfacher Wechsel von Zerstörungs- und Umlagerungsvorgängen. Hier finden sich nicht nur die Produkte festländischer Zerstörungsvorgänge, einerlei ob sie mechanischer Art (Sprengung durch Frost oder starke Temperaturschwankung, Gletscherschliff, Abnutzung durch Wasser- oder Windtransport) oder ob sie chemischer Natur (Auflösung oder Verwitterung) sind. Zu diesen Vorgängen treten die Agentien des Meeres selbst hinzu, die Brandung mit dem Küstenstrom, Gezeiten-, Stau- und Soogströme, die auflösende Tätigkeit des Meereswassers, die zerstörende Tätigkeit einer nicht kleinen Anzahl seiner Bewohner usw. usw. Die genannten mechanischen Kräfte des Meeres wirken, wenn auch in abgeschwächterer Form, auch noch weiter seewärts, um hier nacheinander zu verschwinden. Über die Tiefe, in welcher das geschieht, bestehen noch manche Meinungs-

verschiedenheiten; hier müssen z. T. weitere Untersuchungen angestellt werden, denen die Geologie mit Interesse entgegensieht. Praktisch ist aber die Wirkung jener Kräfte in Tiefen von einigen hundert Metern so gut wie unmerklich. Hiernach unterscheidet KRÜMMEL „ebenso nach genetischen, wie topischen Merkmalen nicht nur die litoralen von den hemipelagischen Ablagerungen, sondern innerhalb der litoralen noch die Ablagerungen im Bereiche des eigentlichen Strandes von denen des Seichtwassers oder der Schelfe". Die Strandablagerungen im Sinne von KRÜMMEL entsprechen den Litoralablagerungen bei MURRAY und RENARD, die Schelfablagerungen des ersteren den Seichtwasserablagerungen dieser beiden Autoren.

## A. Strandablagerungen

### I. Definition des Strandes

Strand ist der Berührungssaum von Meer und Land, welchen das Meerwasser unmittelbar bespült, und daher, je nach der Größe der Gezeiten, sehr verschieden breit. Am schmalsten an Steilküsten und in solchen Meeresteilen, welche, wie z. B. die Ostsee, nur geringe Unterschiede zwischen Hoch- und Niedrigwasser aufweisen, kann der Strand eine Breite von Kilometern erreichen, wo Flachküste und starker Gezeitenhub, wie in manchen trichterförmigen Meeresbuchten (z. B. Fundy-Bai im östlichen Canada), zusammentreffen. JOH. WALTHER gebraucht für diesen täglich zweimal durch die Gezeiten trocken gelegten Strandsaum den sonst im allgemeinen nicht üblichen Ausdruck „Schorre"; doch soll von der Anwendung dieses Ausdruckes in der vorliegenden Darstellung auch aus dem Grunde abgesehen werden, weil G. BRAUN neuerdings, im Anschluß an GULLIVER, unter „Schorre" die Zone seewärts der Uferlinie versteht, was recht unbestimmt ist, da einerseits die Begrenzung nach der Tiefe zu fehlt und anderseits die Grenze nach dem Lande zu, eben die Uferlinie, sich mit den Gezeiten ständig hebt und senkt.

Eine absolut scharfe Grenze des Strandes läßt sich so wenig nach oben wie nach unten ziehen; denn Streifen, welche bei besonders hohen Springfluten nur zeitweise benetzt, oder andere, die bei Springebbe trocken gelegt werden, — wie z. B. die später zu erwähnende Lithothamnium-Bank von Haingsisi, — lassen diese Grenzen immerhin verschwimmen. Und das gilt auch für das organische Leben der Strandzone; denn, wie manche Landtiere sich wohl eine Strecke ins Meer hinauswagen, so unternehmen auch Meerestiere gelegentlich mehr oder minder weite Wanderungen über Land, über das Bereich des eigentlichen Strandes hinaus, wie zwei bildliche Darstellungen von der Insel Europa zeigen mögen (Tafel III). Daß solche Erscheinungen für die Frage des Überganges

von Organismen aus einem in das andere Lebenselement, den wir für die geologische Vorzeit in häufiger Wiederholung annehmen müssen, von größter Bedeutung sind, bedarf keiner weiteren Erörterung.

## II. Die am Strande wirkenden Kräfte und die hierdurch erzeugten Bildungen

### 1. Die Wellen und ihre Umgestaltung zur Brandung an Steil- und Flachküsten

Von maßgebendem Einfluß auf die Gestaltung des Strandes, wie auch auf die Art der auf demselben und in der benachbarten Flachsee sich bildenden Sedimente sind die gegen die Küste heranrollenden Wellen in ihrer zur Brandung umgewandelten Form und Erscheinung, und es ist unsere Aufgabe, in eine kurze Besprechung dieses Brandungsvorganges einzutreten, wenn auch nur so weit, wie es zum Verständnis des Folgenden nötig erscheint. Wer sich für die Theorie der Meereswellen und der Brandung näher interessiert, wird ohnehin zu anderen Darstellungen, etwa zu derjenigen KRÜMMELS[44]) oder RUDZKIS[45]) greifen.

Nach allgemeiner Annahme führen die einzelnen Wasserteilchen in den Wellen eine in der Vertikalfläche um eine horizontale Achse gehende kreisförmige Bewegung, die sogen. Orbitalbewegung, aus, und die Geschwindigkeit der Wellen wächst mit der Wellenhöhe und -länge. Die Wellenbewegung an sich bedeutet daher nicht eine Vorwärtsbewegung der gesamten Wassermasse; — was diese Bewegung vortäuscht, ist vielmehr nichts anderes als das Vorwärtsschieben der in Wellen gelegten Grenzfläche des Wassers gegen die Luft, der Wellenberge und Wellentäler, also der Wellenform. In den Wellenbergen bewegen sich die Wasserteilchen in der gleichen, in den Wellentälern in der entgegengesetzten Richtung wie die Wellenoberfläche. Die Geschwindigkeit, mit welcher die Wellen über das Wasser hinschreiten, ist um das vielfache größer als die Bewegung der in Orbitalbahnen kreisenden Wasserteilchen und dementsprechend auch der Stoß, den selbst bedeutendere Wellen über tieferem Wasser — soweit sie nicht überbrechen — etwa einem Schiffe versetzen, kaum von Bedeutung. Dieses Verhalten der Wellen ist aber nur über tieferem Wasser streng gültig. Wo die Wellen über flaches Wasser hinübertreten, was regelmäßig mit der Annäherung gegen die Küsten der Fall ist, erfahren sie eine erhebliche Umgestaltung, deren Mechanik indessen immer noch nicht restlos erkannt werden konnte. Die durch diese Umgestaltung entstehende Brandung ist verschieden, je nachdem ob die Küste ein Steilgestade hinter verhältnismäßig großen Tiefen ist oder ob die Brandung einen allmählich mit schwachem Böschungswinkel ansteigenden Strand hinaufläuft.

Wellen, welche gegen eine steil abfallende Küstenböschung anlaufen, werden reflektiert und erzeugen hierdurch die „Widersee“ der Seeleute, welche im allgemeinen um so kräftiger auftritt, je größer der Böschungswinkel ist, in der Regel jedoch bei auflandigem Winde und durch die immer frisch anstürmenden Wellen so bald verwischt wird, daß man sie nur eine Strecke weit in die See zurückverfolgen kann. Die Widersee dürfte weitere geologische Bedeutung nicht besitzen. Bei dieser Reflexion der Wellen heben sich die Wellenkämme am Ufer bis fast zum Doppelten ihrer früheren Höhe, da die Orbitalbewegung nach vorwärts behindert und nur ein Ausweichen nach oben ermöglicht ist.



Fig. 1. Phot. Dr. Hans Spethmann.
Strandbrandung an steilem Felsstrand. Kap Kullen bei Helsingborg, Südschweden.

Sind die Wellen hoch und laufen sie schnell, wie das bei Sturmwellen oder bei der den unmittelbar erzeugenden Kraftimpulsen entzogenen, in einiger Entfernung entstandenen, sogenannten Dünung der Fall zu sein pflegt, so erreicht das Aufschwellen der Wellenkämme beim Anprall an das Gestade eine solche Energie, daß sich beträchtliche Wassermassen loslösen und strahlartig an der Gestadewand hinaufspritzen. (Fig. 1.) Einzeln stehende Felsinseln und Leuchttürme sind die Hauptschauplätze dieser sogenannten Klippenbrandung; doch wird eine solche durch die gewaltigen Wogen der hohen Südbreiten auch an den senkrechten Wänden der antarktischen Eisberge, also im offenen Meer über ozeanischen Tiefen, erzeugt. Die vertikale Kraftleistung dieser Klippen-

brandung, deren Strahlen häufig bis auf Höhen von mehr als 30 m über Mittelwasser hinaufgetrieben werden, ist bedeutend, bestimmte STEVENSON dieselben mit seinem Wellendynamometer am Gestade des Bristolkanals in 7 m Höhe über Mittelwasser doch im Maximum zu 11 500 kg auf 1 qm Fläche, während der gleichzeitige horizontale Druck nur 137 kg auf 1 qm betrug. Ja, in vereinzelten Fällen werden Zerstörungen an Leuchttürmen durch die Klippenbrandung bis in Höhen von 50 m und mehr berichtet. D. D. GAILLARD[46]) meldete vom Tillamook-Leuchtturm an der Küste von Oregon (45° 56′ N B., 124° W L.) am 11. Februar 1902 eine mehr als 60 m hohe Wassergarbe, welche als solide Wassermasse auf das Dach des Wärterhauses, das 30 m hoch liegt, herabstürzte; auch werden hier häufig Felsstücke auf das Dach geschleudert und dieses dadurch stark beschädigt. Auf gewisse Zerstörungsvorgänge und -wirkungen der Brandungswelle an Steilküsten werden wir später zurückkommen. Hier sei zunächst nur die Erscheinung als solche betrachtet.

Wo sich die Küste sanft abböscht, werden die auf den Strand zulaufenden Wellen, ohne daß sie ihre Periode verändern, immer kürzer, ihre Kämme aber höher und steiler; schließlich fehlt es dem vorwärtsstrebenden Wellenberg auf seiner schon über flacherem Wasser befindlichen Vorderseite an Wasser, um ihn mit der im vorliegenden Wellental rückwärts gerichteten Orbitalbewegung aufzubauen. Dabei wird der Wellenberg zuerst unsymmetrisch, dann an der vorderen Böschung lotrecht, endlich wölbt er sich vornüber und bricht in sich zusammen, wobei die Schaum- und Gischtmassen ihre Bewegung auf den Strand hin fortsetzen (Fig. 2). Das ist die Grunderscheinung der sogenannten Seichtwasser- oder Strandbrandung. Ihre Ursache wäre demnach eine Beeinträchtigung der Orbitalbewegung. Die kritische Phase der Instabilität wird erreicht, sobald die Wellenhöhe gleich der Wassertiefe geworden ist, wobei man die Wassertiefe vom Zentrum der Orbitalbahnen oder angenähert von der halben Wellenhöhe aus zu bemessen hat. Die lebendige Kraft der Welle wird durch das Auflaufen auf den Strand der Richtung der Schwere entgegen und durch die zunehmende Reibung schließlich aufgebraucht, worauf die Wasserteilchen die Böschung wieder hinabstürzen, dem nächsten Wellenberg entgegen.

Das Überschlagen der Wellen ist jedoch, wie KRÜMMEL auseinandersetzt, „nicht bloß abhängig von dem angegebenen Verhältnis zwischen Wellenhöhe und Wassertiefe, sondern anscheinend auch von dem Anstoß der Orbitalbewegung in den tieferen Wasserschichten, besonders am Boden". Bei der Umwandlung der Windwellen — welche der deutsche Seemann die Seen nennt — in die Dünung „nehmen die Wellenhöhen, also die Vertikaldurchmesser der Orbitalbahnen, ab, dagegen halten sich die horizontalen Durchmesser der letzteren ziemlich

unverändert. Trifft nun solche Dünung, welche überdeckt von den Seen des herrschenden Windes im Tiefwasser gar nicht zu sehen, höchstens an den Bewegungen des Schiffes zu fühlen ist, auf flacheres Wasser, so wird auch bei ihr die vorher dargelegte Formänderung nicht ausbleiben: vor allem also wird die Wellenhöhe ein sichtbares Maß erlangen. Küstenbänke, welche weit in eine tiefe See vorgeschoben liegen, oder Bänke in der offenen See selbst werden also solche bis dahin sozusagen nur latent vorhandene Dünung zu neuem Leben erwecken", und auf diese Weise erklären sich die schon in dem Abschnitt über „Stetige und unterbrochene Meeressedimentation" erwähnten Fälle von Brandung über submarinen Bänken, über dem Wyville-Thomson-Rücken usw.



Aus der Penck-Serie. Verlag Dr. F. Stoedtner, Berlin.

Fig. 2.

Flachstrand von Sylt mit auflaufender Brandung. (Das oberste Sandriff ist im Begriff sich dem Strand anzuschließen, von dem es noch durch eine mit Wasser erfüllte Senke getrennt ist. Das in solchen Senken vielfach in seitlicher Bewegung befindliche Wasser bildet am Boden derselben nicht selten quer zum Strand verlaufende Wellenfurchen. Die Schaumstreifen der auflaufenden Wellen überschneiden je nach ihrem Alter einander und lassen an ihrem Außensaum jedesmal einen minimal kleinen Sandstrandwall zurück.)

Bei Nichtberücksichtigung der tatsächlichen Bewegungsvorgänge der einzelnen Wasserteilchen in den Wellen könnte man leicht zu der Anschauung kommen, daß die Reibung der Welle am Boden das Steilerwerden ihrer Vorderwand und ihr schließliches Überbrechen hervorrufe. Indessen haben die Experimente in der Wellenrinne nichts von einem solchen Einfluß der Reibung gezeigt, und dieselbe dürfte erst von wesentlichem Einfluß werden, wo sich die Wellen auf der Strandböschung schließlich totlaufen. Für die erste Ursache des Überbrechens der Wellen dürfte vielmehr die oben gegebene, wohl zuerst von Hagen ausgesprochene Erklärung des Brandungsprozesses vorzuziehen sein.

Jedoch wird der ganze Vorgang nun noch durch eine andere Begleiterscheinung kompliziert, nämlich durch das die Strandböschung wieder herablaufende Wasser jeder Welle, welches dabei gegen die Basis der nächsten Welle trifft und diese zweifellos in ihrem aufwärts gerichteten Lauf hemmt, indem sie dieselbe vor allem zum vorzeitigen Überbrechen bringt. Es erfolgt also am Boden des Flachstrandes — Steilküsten zeigen die Erscheinung nicht in merkbarer Weise! — ein seewärts gerichteter Rückstrom des Wassers, welcher jedoch durch jede neu ankommende Welle unterbrochen wird. Diese Erscheinung wird an der Ostsee der Soog (auch wohl nur mit einem o = Sog geschrieben; = „das Saugen") oder auch wohl Soogstrom genannt und ist jedem als „Ziehen" bekannt, der einmal versucht hat bei hohem Seegang zu baden, was eben aus diesem Grunde durchaus nicht ungefährlich ist. Die Engländer nennen diese Erscheinung undertow. Die Intensität des Soogstromes ist um so stärker, je steiler die Böschung des Strandes ist und je höher die erzeugende Welle jeweils diese Böschung hinauflief; und, wo nur immer eine stärkere Brandung zur Beobachtung gelangt, läßt sich die Beeinflussung der Wellen durch die Intensität des Soogs der jeweiligen vorhergehenden Welle erkennen, so zwar, daß diejenigen Wellen den Strand am höchsten hinauflaufen, welche nicht nur besonders große Intensität besitzen, sondern auch einen nur geringen Soogstrom zu überwinden haben. In der Tat scheint die Intensität der überbrechenden Wellen und damit ihre Reichweite einem gewissen Rhythmus zu unterliegen, als dessen Ausdruck wohl die an der deutschen „Wasserkante" vulgären Bezeichnungen „Schiffsmann, Steuermann, Kapitän" für die aufeinander folgenden Wellen von scheinbar verschiedener Intensität gelten können. Allerdings haben genauere Untersuchungen eine Bestätigung dieser schon den alten Griechen unter der Bezeichnung *Τρικυμία* bekannten Dreizahl nicht gebracht. So hat G. SCHOTT[47]) gezeigt, daß unter südlichen Breiten vielmehr meist 4, 5, auch 6—8 große Wellen während eines Sturmes einander folgen, und geglaubt, daß die Erregung dieser oberen hohen Wellengruppen mit den Böen der Stürme zusammenhänge. Je nach der längeren oder kürzeren Dauer der Böen sollten die besonders hohen Wellen innerhalb der einzelnen Gruppen mehr oder weniger zahlreich sein, und je nach dem mehr oder weniger böigen Charakter des Sturmes überhaupt werde die Erscheinung besonders deutlich oder nur wenig ausgebildet sein; auch scheine solche Gruppenbildung nur bei hoher, schwerer See vorzukommen. Und hiermit würde es in der Tat übereinstimmen, wenn BEYER[48]) auf der Nordseeinsel Sylt bei schwachen und mittelstarken Winden auch nur ein völlig regelloses Aufeinanderfolgen größerer und kleinerer Wellen beobachten konnte. Immerhin wird sich die Beeinflussung der folgenden Welle durch den starken Soogstrom einer vorhergegangenen, besonders kräftigen und

hochaufgelaufenen Welle nicht leugnen lassen, und es scheint, als ob hier bisher zwei verschiedenartige Wellenperiodizitäten, die sich am Beobachtungsort, dem Strande, in der Tat summieren und überdecken, zusammengeworfen sind, nämlich eine durch den böigen Charakter der die Wellen erzeugenden Winde entstehende primäre, und die lediglich im Gebiete der obersten Strandbrandung durch zeitweise verstärkten Soogstrom veranlaßte sekundäre Periodizität.

Jede Welle, welche den Strand aufwärts rollt, schleppt — was jedem, der etwa bei starker Brandung einmal am Kiesstrand gebadet



Phot. Dr. Hans Spethmann.

Fig. 3.

Mehrfache Brandung auf flachem Sandstrand. Skagen, Nordspitze von Jütland. (Links von der weiblichen Figur hat eine Welle gerade etwa ihren höchsten Stand erreicht, rechts ist das Wasser im Zurücklaufen begriffen: Soogstrom.)

hat, fühlbar geworden sein wird — eine gewisse Menge Sand und Kies mit, welche aber in der Hauptsache vom Soogstrom wieder mit zurückgezogen wird. Da jedoch ein gewisser Teil des mit den Rollern auf den Strand geschleuderten Wassers sofort im Material des Strandes versickert, wobei im Sandstrande besondere, später noch zu besprechende Erscheinungen statthaben, so setzt der Soogstrom doch immer erst etwas tiefer mit genügender Kraft ein, um alle Gegenstände, welche wenig schwerer als Wasser sind, also nicht fest auf dem Grunde ruhen, seewärts hinwegzuführen, und so hinterläßt jeder Roller längs der Linie, bis zu welcher er aufwärts schritt, einen kleinen Rückstand, den erst

steigendes Wasser oder eine kräftigere Welle wieder wegwäscht, um dasselbe Spiel weiter landeinwärts zu wiederholen.

Da die Intensität des Soogstroms mit der Stärke der Brandung wächst, wird die starke Zerstörung der Küste bei Sturmbrandung verständlich. Auch auflandige Winde müssen übrigens den Soogstrom verstärken, da sie das Wasser der Oberfläche gegen die Küste drücken und dadurch einen Überfluß schaffen, der nach Ausgleich drängt; aber der Soogstrom fehlt auch sonst nicht, wo immer nur brandende Wellen auf einen Strand auflaufen.

Die Hauptstätten der eigentlichen Strandbrandung sind einerseits sanft abgeböschte Küsten, anderseits mit einem flachen Vorstrand versehene Steilgestade. Als gute Beispiele für die erstere Kategorie nennt KRÜMMEL: die Dünenküsten der Landes am Biscaya-Golf, den Badestrand von Sylt, die „eiserne Küste" Jütlands, die flache Ostküste der

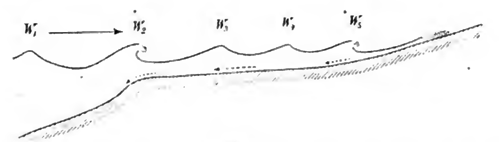



Fig. 4.
Mehrfache Brandung ($W_2$, $W_5$) auf überschwemmtem Strand; am Boden der Soogstrom. Nach O. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 113, Fig. 22.

Vereinigten Staaten, die Koromandelküste Vorderindiens (namentlich bei Madras) und die Küste von Zululand (East London); für die zweite Kategorie: Teile der Guinea-Küste, die Nord- und Nordostseite der Antillen von den Bahama-Inseln an bis nach Antigua, sowie viele Hochseeinseln. Besonders berühmt ist die ständige großartige Brandung an der von Inseln und Bänken freien Guinea-Küste, die sogen. Kalema, von welcher PECHUEL-LÖSCHE in den Ergebnissen der Loango-Expedition mit poetischen Worten eine anschauliche Schilderung gegeben hat.

Eine hohe ozeanische Dünung kann beim Auflaufen auf die seichten Küstengewässer wiederholt zum Branden kommen (Fig. 3). Zuerst geschieht dieses, wo Wassertiefe und Wellenhöhe einander gleich werden. Die übergebrochene Wassermasse bewegt sich aber weiter landwärts als eine zunächst niedrigere Übertragungswelle, die bei weiterhin abnehmender Wassertiefe abermals überbrandet; und dieses Spiel setzt sich fort, bis sich die ganze Bewegung in der oben beschriebenen Weise tot gelaufen hat. Eine solche mehrfache Brandung und ihr Verhältnis zum Soogstrom soll beistehende Skizze von KRÜMMEL veranschaulichen (Fig. 4).

S. PASSARGE[49]) unterscheidet dementsprechend bei einer vollständigen Brandung folgende 5 Zonen, denen wir, um die Übereinstimmung mit dem vorher Gesagten hervortreten zu lassen, in Klammern einige Bemerkungen hinzugefügt haben:

1. Zone der ungestörten Wellen (über tieferem Wasser);
2. „ „ Stauungswellen (über seichter werdendem Wasser):
3. „ „ Brecher (erstes Branden beim Gleichwerden von Wassertiefe und Wellenhöhe);
4. „ „ Roller (Aufwärtslaufen der hierdurch entstandenen Übertragungswelle);
5. „ „ Strandwellen (letztes Branden unmittelbar am Strande).

2—5 bilden die Zone der eigentlichen Brandung. PASSARGE sagt, daß sich die aus den übergestürzten Brechern entwickelnden „Roller“ mit

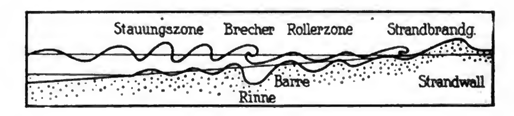



Fig. 5.
Vollständig ausgebildete Brandung. Nach S. PASSARGE, Physiologische Morphologie, S. 64 (196), Abb. 39.

horizontal stark verlängerten, vertikal aber verkürzten Achsen vorwärtsbewegten, was vielleicht noch durch Messungen zu beweisen wäre; auch kann man verschiedener Meinung sein, ob es zweckmäßig ist, schon die Zone der Stauungswellen (2.) zur Brandung hinzuzurechnen, da Stauung ja bereits, wie oben gezeigt wurde, eintreten kann, bevor Wellenlänge und Wellentiefe einander gleich geworden sind. Im allgemeinen aber gibt die Fünfzahl der Zonen PASSARGEs den Vorgang der Brandung richtig wieder, wenn auch die einzelnen Zonen je nach der Stärke der Küstenböschung und Unregelmäßigkeiten in derselben, sowie je nach der Wellenhöhe eine sehr verschiedene Breite haben können, indem z. B. die Rollerzone (4.) einmal fast ganz unterdrückt, ein anderes Mal aber stark verbreitert sein kann (Fig. 5).

## Die Wirkung der Brandung auf die Gestaltung des Küstensaumes und dessen Bildungen

Die obere Grenze des Wellenbereiches wird durch verschiedene Bildungen gekennzeichnet, je nachdem, ob es sich um eine mehr oder minder steile Felsküste oder um eine aus weicherem Material bestehende Flachküste handelt.

### a) Steil- und Felsküsten

#### Zerstörungsformen

„Stets muß sich an einer Steilküste, wenn das Meeresniveau konstant bleibt, eine in demselben gelegene Terrasse herausbilden“ . . . . Mit diesen Worten hat von Richthofen, welcher zuerst die große Bedeutung der Abrasion durch die Brandungswelle für die geologische Vorzeit ins rechte Licht setzte[50]), neben die Zerstörungsform des Kliffs diejenige der Brandungs- oder Abrasionsplatte gesetzt, welche, im Felsstrand gipfelnd, sich unter dem Meeresspiegel fortsetzt. (Fig. 6, 7.)



Fig. 6.
Brandungsabrasion am Istrischen Scoglio Gronghera. Nach G. Götzinger aus Stilles Geologischen Charakterbildern, 5. Heft, 1911, Tafel 2. (Der Zusammenhalt der geschichteten Kreidekalke wird längs der Klüfte und der Schichtfugen durch die Brandung gelockert, welche unter Rückverlegung des Kliffs die Abrasionsplatte erzeugt. Die bloßgelegte Schichtplatte zeigt beginnende Karrenbildung und Durchlöcherung des Gesteins durch die Tätigkeit eines Bohrschwammes [Vioa oder Cliona celata Grant].)

Am Felsstrande wird die obere Grenze der Brandung durch eine wagerecht verlaufende hohlkehlenartige Nische, die Brandungshohlkehle (Fig. 7—12), bezeichnet. Bezüglich der Entstehung dieser Abtragungsform und ihrer Varianten, der Brandungshöhlen und Brandungstore (Fig. 13, 14), mag hier auf die Literatur, und zwar insbesondere auf eine neuere, eingehende Darstellung von G. W. von Zahn[51]) und er-

gänzende Bemerkungen von E. WERTH[52]), verwiesen werden, welche alles Wesentliche enthalten. Nur folgende Bemerkungen seien darüber gestattet.

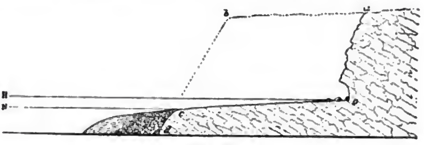


Fig. 7.
Schematisches Profil der Abrasionsküste nach F. VON RICHTHOFEN aus O. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 130, Fig. 35. (abcd = ursprüngliche Gestalt der Felsküste, ao = Kliff mit Brandungshohlkehle bei o, oc = Abrasionsplattform, e = Detritusanhäufung am Fuß der Abrasionsplattform, N und H Nieder- und Hochwasserlinie.)

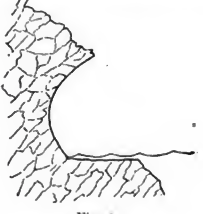


Fig. 8.
Brandungshohlkehle im Felsufer der Riviera nach STEVENSON aus O. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 129, Fig. 34.



Fig. 9.
Strandprofil am Tonufer nach STEVENSON aus O. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 124, Fig. 31.



Aus der Penck-Serie. Verlag Dr. F. Stoedtner, Berlin. Phot. C. Uhlig.
Fig. 10.
Rest eines gehobenen Korallenriffes mit Brandungshohlkehle auf Abrasionsfläche. Strand von Daressalam, Deutsch-Ostafrika.

von Zahn schien es, als ob in Nebenmeeren, z. B. im Europäischen Mittelmeer und in der Ostsee, vielleicht auch auf ozeanischen Inseln und an den Küsten größerer Binnenseen, wie der großen amerikanischen Seen, das Vorkommen von Hohlkehlen relativ häufiger wäre, als an anderen Küsten. Diese Anschauung ist aber kaum aufrecht zu erhalten.



Fig. 11.
**Brandungshohlkehlen- und Pilzfelsenbildung aus karbonischen Konglomeraten am Hopewell-Kap bei Moncton, Neu-Braunschweig, Canada. Nach einer käuflichen Abbildung.**

„An den Steilküsten der Ozeane fehlen Brandungskehlen keineswegs. Hier, wo im allgemeinen eine erhebliche Höhendifferenz zwischen dem Ebbe- und Flutniveau besteht, verschiebt sich zwar die Angriffsstelle der Brandung mit den Gezeiten nicht unbedeutend, und nach längerer Einwirkung der Meereswellen auf die Küste wird die Steilwand nur

noch bei höherer Flut erreicht. Es ist also jedesmal nur eine verhältnismäßig kurze Zeit, während welcher die Brandung die felsige Uferwand angreifen kann. Doch scheint dieser Nachteil dadurch vollständig ausgeglichen zu werden, daß die Meere mit Gezeiten weit kräftigere Wellen erzeugen, als die tidenlosen Mittelmeere.

In der Tat erfordert jedes Kliffufer theoretisch die Bildung einer Hohlkehle. Die Brandungswelle untergräbt durch ihre zerstörende Arbeit mit Hilfe der ihr zur Verfügung stehenden Gesteinstrümmer die Felswand, so daß die über dem Brandungsniveau aufragenden Teile derselben



Fig. 12.
**Brandungshohlkehlen-, Pfeiler- und Pilzfelsenbildung aus obersilurischen Kalken in der Brandungszone der Insel Gotland, Ostsee. Nach einer käuflichen Abbildung.**

herabstürzen. Geschieht das Nachstürzen im gleichen Tempo mit dem Vordringen des Meeres im Niveau der Brandungswelle, so resultiert eine von unten bis oben einheitliche, mehr oder weniger steile Felswand, und die Brandungshohlkehle tritt nicht in die Erscheinung, sie existiert vielmehr immer nur momentan in der Anlage. Wandert dagegen bei der Küstenzerstörung die Aushöhlung schneller landeinwärts, als die überlagernden Felsmassen nachbrechen, so kommt es zur Ausbildung einer vollendeten typischen Hohlkehle. Und da ist nun zweifellos in allererster Linie maßgebend die innere Struktur und der daraus resultierende

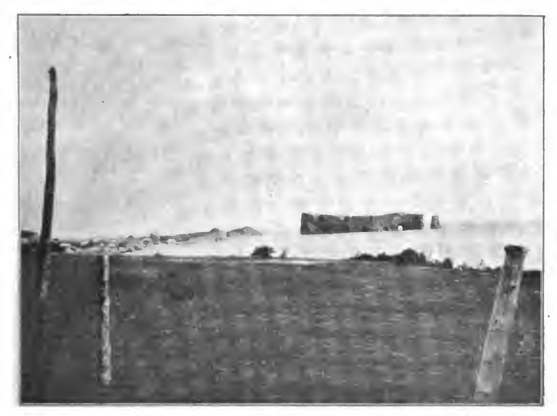


Fig. 13.
Percé-Rock, ein aus steil aufgerichtetem, fossilführendem Unterdevon bestehender, 87 m hoher, bei Ebbe trockenen Fußes zu erreichender Felsen mit einem 1845 eingestürzten und einem zweiten, noch erhaltenen Brandungstor. Quebec, Canada. ANDRÉE phot. 1913. (Die Entstehung dieser Tore aus einander begegnenden Brandungshohlkehlen ist an den Wänden des Felsens ausgezeichnet zu studieren.)



Fig. 14.
Steilküste von Helgoland mit Brandungstoren und vorgelagerter Abrasionsterrasse bei Ebbe. Nach einer käuflichen Abbildung.

Grad der Festigkeit, sowie die chemische Beschaffenheit (Wasserlöslichkeit) des Gesteines, in welches die Brandungswelle den Steilabfall des Kliffs einarbeitet . . . . ." (E. WERTH).

Neben diesen Gesteinseigenschaften wird man mit R. GRADMANN [53]) aber auch die Höhe der in Zerstörung begriffenen Kliffs als Faktor für die Bildung von Brandungshohlkehlen nicht vergessen wollen. Denn, je höher das Kliff, um so bedeutender müssen die herabgestürzten Massen sein, und um so länger dauert ihre Aufbereitung; man wird daher wirkliche Gebirgsküsten viel häufiger mit einer Blockhalde antreffen als mit einer Brandungskehle am Fuß.



Fig. 15.
Durch das Spritzwasser der Brandung angelöste Kalkfelsen der Insel Capri, die wie mit Säure übergossen aussehen. ANDRÉE phot. 1898.

Zahlreiche Beobachtungen verschiedener Forscher über die Bildung von sogenannten Riesentöpfen oder Strudellöchern am Felsstrand mit noch auf dem Grunde liegenden Reibsteinen hat schon JOH. WALTHER [54]) gesammelt, und zwar auch aus Küstengegenden, in denen, wie auf der Sinai-Halbinsel oder an der Ostküste von Luzon, die Beteiligung von Gletschereis — die manche Forscher gerne für jede solche Bildung heranziehen — völlig ausgeschlossen ist, während man etwa bei den Vorkommnissen an der Küste von Finnland oder des Weißen Meeres mindestens

den Verdacht auf Lokalisierung der Strudelwirkung durch Gletschereis haben kann. — Hier könnten auch die kleinen napfförmigen Vertiefungen in den horizontal liegenden weichen Obersilursandsteinen des Vorstrandes des Hoburgen-Klintes an der Südspitze der Insel Gotland angeschlossen werden, deren Entstehung durch das Hin- und Herschieben kleiner Gerölle im Spiel der Brandungswelle im Jahre 1910 durch den Verf. beobachtet werden konnte[55]).

Auf die besonders Kalkfelsen anätzende Wirkung der Meerwasserspritzer in der „Spritzzone" von Zahns werden wir später Gelegenheit nehmen einzugehen. (Fig. 15, 16.)



Fig. 16.
Küstenkarren auf dem Scoglio Rovera bei Parenzo, Adria. Nach G. Götzinger aus Stilles Geologischen Charakterbildern, 5. Heft, 1911, Tafel 3a. (Die zahlreichen Grübchen sind die Wirkung der Auflösung durch Spritzwasser und der tierischen Erosion durch die Napfschnecke Patella.)

Den Geologen interessiert aber nicht nur das Wirken der die Morphologie des Küstensaums bedingenden anorganischen Kräfte, sondern auch die Mitwirkung der hierbei beteiligten Organismen, und zwar Pflanzen wie Tiere. Dieselben vermögen auf der einen Seite nicht nur unmittelbar, indem sie das Gestein angreifen (Fig. 17, 18), sondern auch mittelbar, wie wir das gleich noch von manchen Tangen sehen werden, die mechanische Kraft der Brandung zu unterstützen, anderseits wirken sie z. T. aber wiederum gerade in entgegengesetztem Sinne, also schützend, wie z. B. die Überzüge von Balaniden u. a. Auch in der Verteilung dieser Organismen

bestehen offenbar Gesetzmäßigkeiten. Aber es bedarf noch viel eingehenderer biologischer Küstenforschungen und der Ausdehnung solcher auf alle Küsten, ehe hier allgemeinere Gesetzmäßigkeiten festgestellt werden können. Es kann sich also auch nur um ein Beispiel handeln,

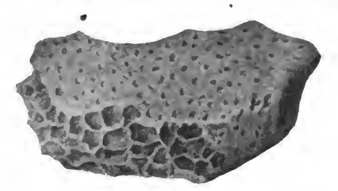


Fig. 17.
Kalkstein von der Felsküste Dalmatiens, durch einen Bohrschwamm (Vioa oder Cliona celata Grant) angebohrt und innerlich zermürbt. $^2/_3$ der natürlichen Größe. Nach OSKAR SCHMIDT aus C. KELLER, Das Leben des Meeres. 1895, S. 258, Fig. 77.



Fig. 18.
Lithodomus lithophagus, die „Meerdattel", in Kalkstein eingebohrt. Küste der Adria bei Triest. Etwa $^4/_5$ der nat. Größe. (Original in der Allgemein-geologischen Sammlung des Geologisch-paläontologischen Instituts und der Bernsteinsammlung der Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr.) (Die Schalen dieser Tiere, welche in Triest und Venedig unter der charakteristischen Bezeichnung „Dattolo di pietra" auf den Markt kommen, sind den Hohlräumen so angepaßt, daß eine drehende Bewegung ausgeschlossen erscheint; die Vergrößerung der Hohlräume kann daher nur durch Lösung erfolgen.)

wenn ich der Darstellung von Zahns folgendes entnehme: „In dem Auftreten der einzelnen Tier- und Pflanzenarten scheint eine gewisse Reihenfolge zu herrschen; ich fand sie wenigstens wiederholt an vielen Stellen, auch auf den Scilly-Inseln. Am höchsten hinauf geht die gemeine Seepocke, Balanus balanoides L., dann folgt die gekerbte Seepocke, Balanus crenatus Brug., und die gemeine Napfschnecke, Patella vulgata L., und einige andere kleine Schnecken. Man könnte diese Zone die des Balanus und der Patella nennen. Nun folgt die Zone der Muscheln, charakterisiert durch die Miesmuschel, Mytilus edulis L. Daran schließen sich nun die Pflanzen, vertreten durch Tangarten, an. Einen ersten Gürtel bilden die Fucus-Arten, wie der gemeine Blasentang, Fucus vesiculosus L., der Sägetang, Fucus serratus L., und der

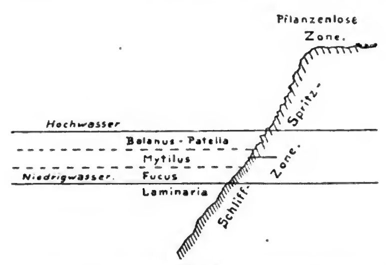



Fig. 19.
Schematische Darstellung der Besiedelung der Felsküste der Normandie und Bretagne mit pflanzlichem und tierischem Benthos nach G. W. von Zahn aus Thilo Krumbach in Zoolog. Anzeiger, 49, 1917, S. 122, Fig. 5.

Riementang, Himanthalia lorea L.. Unter der Niedrigwassergrenze endlich sind die großen Tangarten angesiedelt.“ So ergibt sich die Aufeinanderfolge der einzelnen Zonen unter Einfügung der morphologisch von einander unterschiedenen Schliff- und Spritzzone im Schema, wie es Fig. 19 darstellt. Durchaus ähnlich verhalten sich übrigens auch die Küsten Norwegens.

Es wäre verlockend, an dieser und an späterer Stelle (bei Besprechung des Flachstrandes) eingehender zu schildern, wie sich die verschiedenen Pflanzen und Tiere gegen die Wirkung des heftigen Wellenschlages in der Strandregion entweder durch dicke, schwer zerbrechliche Schalen, wie manche Schnecken und Muscheln, durch Festsaugen an Felsflächen, wie die Patellen, durch Einbohren, wie bohrende Muscheln und Seeigel (Fig. 20, 21), oder durch Verankern an Felswänden mit Schalsubstanz, wie die Seepocken (Balanus), oder mittels Byssus, wie

die Miesmuscheln (Mytilus edulis), im Sandboden aber durch Eingraben in den Boden, wie manche Würmer (Arenicola, Balanoglossus), Krebse (Talitrus) und Muscheln (Mya arenaria) oder noch andere Mittel zu schützen wissen. Indessen sind diese Verhältnisse so oft und ausgiebig geschildert worden, daß es zwecklos wäre, hier in Einzelheiten einzutreten. Doch finden sich einige Hinweise dieser Art im Text verstreut.

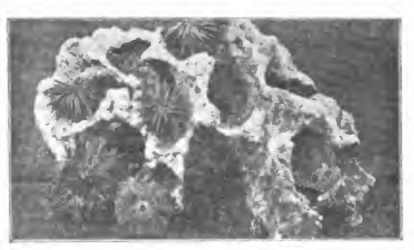


Fig. 20.
Echinometra subangularis, eingebohrt in den Sandstein des Pernambuco-„Riffs". Küste von Brasilien. Nach J. C. BRANNER in Bull. Mus. Comp. Zool. Vol. XLIV, Tafel 50.



Fig. 21.
Seeigelbohrlöcher in Trachytblöcken. 300 m nordwestlich Pedras Pretas Point bei Pernambuco, Brasilien. Nach J. C. BRANNER in Bull. Mus. Comp. Zool. Vol. XLIV. 1904, Tafel 73.

**Aufbauformen:**

**Brandungsschotter vor Steilküsten und der Vorstrand**

Das Zurückweichen der Steil- und Felsküsten geschieht im allgemeinen weniger durch Abschleifen vermittels der durch die Brandung bewegten Festmaterialien, als vielmehr durch Ausbrechen von Gestein und durch Nachstürzen der durch Bildung einer Hohlkehle unter-

waschenen Partien. Hierdurch wird eine Menge Gesteinsmaterial geliefert, welches entweder an Ort und Stelle angelehnt an den Fuß unterhalb des Kliffs als Blockhalde, bezw. Blocklager liegen bleiben kann oder abtransportiert wird, um dann an anderen Orten zur Ruhe zu kommen. Durch Stand- und Treibeis können größere in Eis eingefrorene Blöcke leicht weit seewärts hinwegtransportiert werden. Blockhalden und -lager jener Art treten sehr charakteristisch an den Felsküsten der beiden Polargebiete auf. So stürzen infolge des während des kurzen Sommers hervorgebrachten Tauens von den steilen Berghängen der Fjorde



Fig. 22.
Blockstrand von Lohme auf der Insel Rügen (Ostsee). Nach F. WAHNSCHAFFE aus STILLEs Geologischen Charakterbildern, 2. Heft, 1910, Tafel 5.

Grönlands ungeheure Felsmassen auf den „Eisfuß" herab, der sich dadurch mit großen und kleinen Steinen beläd, die später entweder an Ort und Stelle auf den Meeresboden sinken oder mit dem Eise abtransportiert werden.

An Küsten, die nur schwachen Gezeitenhub aufweisen, stellen sich häufig sogar Schutthalden aus scharfkantigen Blöcken ein. Wo blockreicher Geschiebemergel der Küstenzerstörung unterliegt, wird das feinkörnige Sand-, Mergel- und Lehmmaterial herausgewaschen und die größeren, teils wenig gerundeten Blöcke bleiben allein zurück, oft Kante auf Kante übereinander getürmt (Fig. 22).

Ein Blockstrand dieser Art umsäumt viele Küstenstrecken der südlichen Ostsee, so z. B. auf Rügen und an der Samlandküste. Die in das Wasser sich hineinziehenden tieferen Teile solcher Blocklager werden von den Fischern als „Scharfer Grund“ gemieden, da sie ihnen die Netze zerreißen. Aber sie sind der beste natürliche Schutz gegen zu schnelles Weiterschreiten der Küstenzerstörung, da sie die Gewalt der Wogen mindern, bevor dieselben das eigentliche Kliff erreichen, und



Fig. 23.
Tangbewachsung in den Felswatten der Fundybai auf pflanzenführenden Oberkarbongesteinen. Duck Cove bei St. John, Neu-Braunschweig, Canada. ANDRÉE phot. 1913.

sollten daher nicht, wie das vielfach an den Ostseeküsten geschehen, restlos ausgebeutet werden. Bei hohen Gezeiten und starken Gezeitenströmen, wie in den innersten Teilen der Fundy-Bai, verteilen sich die Blöcke häufig in relativ kleiner Menge über die eigentümlichen Felswatten (Fig. 23). Diese Felswatten beherbergen, besonders wenn sie von dichten Tangbüscheln überzogen sind, eine eigenartige Tierwelt. Gerade solche am Felsen angeheftete Tangbüschel tragen aber, wo sie mehr vereinzelt vorkommen, vielfach zur Zerstörung der Felsflächen dadurch bei, daß die Sturmwogen gut an ihnen anzufassen vermögen und mit ihrer Hilfe

Stück für Stück aus der prallen Gesteinsfläche heraushebeln. Anderseits müssen Gerölle, welche eine Bewachsung mit Tang zeigen, auch leichter von



Fig. 24.
Laminarien (auf dem Strande von Helgoland ausgebreitet), aufsitzend auf z. T. durch Bohrmuscheln angebohrten Geschieben, die dem Meeresgrund entstammen und nur infolge der Bewachsung mit Tangen transportiert werden konnten. Aus H. POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle, 5. Aufl., Berlin 1910, S. 145, Fig. 51.

der Brandung transportiert werden, als solche, welche frei davon geblieben sind (Fig. 24). Tangpolster fehlen begreiflicherweise an regelmäßig ver-

eisten Küsten. An der öden Küste von Baffinland, wo hohe Gezeiten mit Küsteneis zusammentreffen, wirken nach R. S. TARR die durch den Gezeitenstrom hin- und hergetriebenen Eisschollen, wenn sie auch den Wogengang dämpfen, doch stark zerstörend auf den Strand. Überhaupt bewirkt das Treibeis in den höheren Breiten beim Stranden bemerkenswerte Zusammenschiebungen des lockeren Strandbodens, Aufhäufung von Blockwällen und nicht selten Abschleifungen und Schrammungen der Felsstrande, Erscheinungen, für welche G. HARTMANN[56]) zahlreiche



Fig. 25.
Vorstrand mit Strandwall aus Kieseln unterhalb des Geschiebemergelkliffs bei Brüsterort an der Küste des Samlandes, Ostpreußen. Nach einem Negativ im Besitze des Geologisch-paläontologischen Instituts und der Bernsteinsammlung der Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr.

Beispiele aus der Polarliteratur zusammengestellt hat. Wir kommen hierauf zurück.

Nach J. THOULET[57]) wird an den Küsten von Labrador und Neufundland der Felsstrand bei Hochwasser benetzt, bei Niedrigwasser aber durch Gefrieren des Wassers in den Gesteinsfugen aufgelockert, so daß die Eisschollen stets loses Material zum Abtransport, wie zur Korrosion zur Verfügung haben.

An die beschriebenen Blocklager vor Steilküsten schließen sich seitwärts in flacheren Buchten oder meerwärts bis in das flache Wasser Kies- und Sandlager an, die sich stetig aus den Blocklagern regenerieren,

unter fortdauernder Abnutzung und Feinerwerden des Korns der einzelnen Komponenten.

Ablagerungen, welche sich wie die oben erwähnten Blocklager am Fuße eines Kliffs anhäufen, bilden das, was G. BRAUN[58]), dessen Arbeit für das folgende mehrfach benutzt wurde, als Vorstrand bezeichnet. (Fig. 25.) Dieser Vorstrand ist in seiner einfachsten Form die einseitige, meerwärts geneigte Böschung eines Strandwalles, wie wir solche noch gleich kennen lernen werden. Häufig wird der ganze auf dem Vorstrand angehäufte Schutt durch einen einzigen Sturm fortgeführt. Ein derartig wechselnder Zustand herrscht z. B. an der Ostküste der Halbinsel Jasmund auf Rügen. „Oft umsäumt auf weite Strecken hin ein geschlossener Feuersteinvorstrand das Kreidekliff, zu Zeiten sogar recht breit, dann kommen wieder Stellen und Zeiten, wo er ganz oder fast ganz fehlt.“ Auch an der Nordküste des

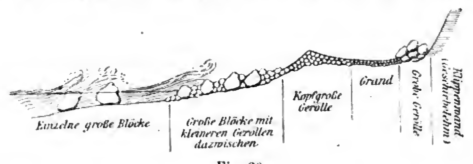



Fig. 26.
Strandprofil am Geschiebeufer der Schaabe auf Rügen nach A. PHILIPPSON aus O. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 123, Fig. 30.

Samlandes kann man derartig wechselnde Zustände beobachten. Häufig halten einander auch Zufuhr vom Lande her, durch Material des in Zerstörung befindlichen Kliffs, und Abfuhr von seiten des Meeres die Wage; ein solcher Vorstrand ist dann nicht mehr zu unterscheiden von dem, was man allgemein als Strandwall bezeichnet.

### b) Der Flachstrand und seine Bildungen:

### Der Strandwall

Die Entstehung von Strandwällen (Fig. 26—29) ist die Regel an Flachküsten. Häufig ist zwar der Strand auch hier nur einseitig, nach dem Meere zu, abgeböscht; das ist aber in manchen Fällen nur die Folge davon, daß der landseitige Abhang des Walles, wo Sandmaterial vorliegt, durch aufgesetzte Dünenbildungen verdeckt wird. Demgegenüber zeigen die „freien Strandwälle“ sowohl eine seeseitige, wie eine landseitige Böschung. Der freie Strandwall entspricht dem „offshore bar“ oder auch „barrier beach“ der englischen Literatur. Im Französischen lautet die Bezeichnung „cordon littoral“, entsprechend im Italienischen „cordone littorale“, im Dänisch-Norwegischen „havstok“, im Schwedischen „stengärde“.

Korngröße des Strandwallmaterials

Das Material des Strandwalles ist Küstenschutt mit organischen Beimengungen. Der Küstenschutt wechselt der Korngröße nach zwischen Geröllen und feinen Sanden. Eine obere Grenze für die Geröllgröße ist durch die Stärke der an der betreffenden Küste vorkommenden Sturmwellen gegeben. Die bis zu 5 m hohen Strandwälle in der Normandie

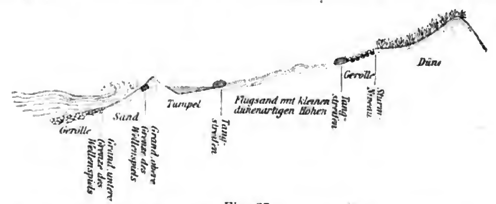



Fig. 27.
Strandprofil an der Schaabe auf Rügen nach A. Philippson aus O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 123, Fig. 29.

und an der englischen Ostküste, die eine Böschung bis 1 : 4 besitzen, bestehen aus bis zu kopfgroßen Feuersteingeröllen, welche seit der alten Normannen-Zeit bis heute für große und kleine Bauwerke zugehauen werden. Die Feuersteinstrandwälle von Cayeux am Kanal und von der Küste der Insel Rügen bestehen dagegen nach G. Braun nur aus kaum faustgroßen Steinen. Gröber ist im allgemeinen wiederum das Korn der aus eiszeitlichem Geschiebe aufgebauten Wälle an den norddeutschen Küsten. Bei Cranz an der Samlandküste und bei Heiligendamm in Mecklenburg werden Durchmesser von 10—15 cm erreicht, Die aus kambrischem Nexö-Sandstein gebildeten Strandwälle bei Salthammer Odde

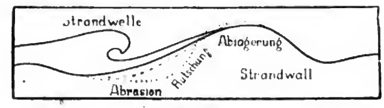



Fig. 28.
Schematische Darstellung des Verhältnisses von Strandbrandung und Strandwall nach S. Passarge, Physiologische Morphologie, S. 65 (197), Abb. 40.

auf Bornholm bestehen aus Platten von etwa 12—15 cm Durchmesser. Zwischen Geröll- und Sandstrandwall finden sich naturgemäß alle Übergänge, und es ist wohl zu beachten, daß die Korngröße der jeweilig aufgeworfenen Materialien auch von den Jahreszeiten abhängig ist. In der Regel sind die auf verschieden starke Wasserbewegung zurückzu-

führenden einzelnen Kies- und Sandschichten sehr scharf gegeneinander abgesetzt. Im übrigen wird es leicht verständlich, daß ältere Strandwälle prozentual stets mehr grobe Körner zeigen, als sie ursprünglich besessen haben; das liegt an der relativen Anreicherung der gröberen Körner bei der Auslese durch Windausblasung und austretende oder hinüberfließende Wasserströme.



Fig. 29.
Sandig-steiniger Strandwall bei Grand Grève, Gaspé-Bucht, Quebec, Canada.
ANDRÉE phot. 1913.

### Form der Strandwallkomponenten

Die Form der einzelnen Komponenten des Strandwalles hängt erstens von den stofflichen und Konsistenzeigenschaften des Gesteinsmaterials, zweitens von der Länge des zurückgelegten Transportweges und drittens auch von der Korngröße ab. Die Brocken und Platten des genannten Nexö-Sandstein-Strandwalles auf Bornholm sind kaum gerundet, während aus demselben Gestein bestehende dahinter liegende ältere Strandwälle, die offenbar länger der Brandungseinwirkung ausgesetzt waren, stärkere Abnutzung zeigen, obwohl auch sie ganz in der Nähe ihr Anstehendes haben. Die nur geringe Härte und keine Dünnschichtigkeit zeigenden Kreidekalke an den Küsten der Normandie und von Rügen lassen dagegen schon nach kurzem Transport längs der Küste ausgezeichnete, oft kugelförmige Abrundung erkennen. Sehr vollkommene Abrundung wird häufig dort beobachtet, wo, wie bei den Geschiebemergeln der deutschen Ostseeküste die Gesteinsbrocken bereits

vor ihrem Übergang in den Küstenschutt eine starke Abnutzung erfahren haben, wobei die Gesteinsart mehr oder weniger gleichgültig ist, zumal es sich um bereits nach der Widerstandsfähigkeit gegen Abnutzung gut ausgelesenes Material handelt. Dementsprechend findet man z. B. an der Nordküste des Samlandes, besser noch am Ostseeufer der Kurischen Nehrung, wo ein längerer Transport durch die Küstenversetzung hinzugekommen ist, nicht selten überraschend symmetrische Geröllformen der verschiedenartigsten Gesteine (Fig. 30). Aber auch in glazial nicht beeinflußten Gebieten zeigen die gröberen Komponenten häufig ausgezeichnete



Fig. 30.
Sehr regelmäßig gestaltete Gerölle verschiedenster kristalliner Gesteine und Sandsteine (bezw. Quarzite) vom Ostseestrande (Sommerstrandwall) der Kurischen Nehrung bei Nidden. Etwa $^1/_2$ der nat. Größe.

Abrollung, selbst solche aus dem harten und in der Regel als Beispiel für Sprödigkeit genannten Feuerstein, wozu indes zu bemerken ist, daß die Sprödigkeit des noch bergfeuchten Materiales bedeutend geringer ist, als nach Austrocknung. Kugelrund abgeschliffene Feuersteine erwähnt z. B. auch W. KOERT[59]) vom Strande Helgolands. Viel weniger deutliche Abrollung zeigen vielfach die mittleren Korngrößen der Kiese und die schon bei geringer Wasserbewegung suspendiert transportierten Sandkörner. Doch ist auch hierbei zu beachten, ob solches Material nicht aus schon vorhandenen Sandablagerungen anderer Entstehung

stammt und bereits andersartigen Abnutzungsvorgängen unterlag. Auch das spezifische Gewicht spielt eine Rolle für die Formgebung bei Wassertransport. An der „Bernsteinküste" des Samlandes kann man beobachten, daß der spezifisch leichte Bernstein[60]) in kleinen Körnern in der Regel eckigere Formen zeigt als gleich große Körner des spezifisch schwereren (oft bernsteinfarbenen) Quarzes; das aber offenbar deshalb, weil ersterer viel eher zum Schweben im bewegten Wasser kommt als der Quarz.

### Organische Beimengungen

#### Tierreste

Von organischen Beimengungen spielen Tierreste selten eine große Rolle. Das ist z. T. sicher die Folge einer ursprünglichen Armut an Organismen, welche die sandigen Küsten gegenüber den Felsküsten auszeichnet. Die Ursache für diese Armut liegt aber nicht so sehr in der direkten Einwirkung der Brandungswelle, sondern vor allem trägt die durch dieselbe bedingte Verschiebbarkeit des Untergrundes viel dazu bei, die Zahl der Arten zu vermindern. Doch kann man auch kilometerlange Strecken, z. B. auf unseren ostfriesischen Inseln beobachten, welche ganz mit Bivalvenschalen übersäet sind[61]), wobei die Seltenheit zweiklappiger Exemplare und die Lage der Einzelklappen mit der Wölbung nach oben, die hier die Regel ist, auffällt. Manche Autoren wollten, wie bei gewissen fossilen Fällen, beobachtet haben, daß selbst bei gleichklappigen Arten jeweilig linke oder rechte Klappen in der Mehrzahl auftreten; indessen fehlen hierüber noch exakte Angaben; auch ist eine plausible Erklärung hierfür bisher nicht gegeben worden. Von ungleichklappigen Bivalven werden wohl die gewölbten Klappen viel leichter auf den Strand geworfen als die flachen. Die Schalen aller dieser Tiere aber liegen auf sekundärer Lagerstätte, sie haben nichts mit der eigentlichen, meist weichhäutigen Sandstrandfauna zu tun. Übrigens ist es sehr auffällig, daß dort, wo uns Schichtgesteine mit einer Häufung von Einzelklappen von Muscheln begegnen, die Wölbung dieser Klappen in der Regel nach unten gerichtet ist, woraus hervorgeht, daß solche Gesteine mit eigentlichen Strandbildungen nicht identifiziert werden dürfen. Muschelschalen finden sich an der holländischen und deutschen Nordseeküste oft in solchen Mengen angehäuft, daß sie in Wagenladungen gesammelt und zum „Mergeln" der Felder oder zum Kalkbrennen benutzt worden sind, bezw. noch werden. Ganz steril pflegen die aus Kiesen oder Geröllen aufgebauten Strandwälle zu sein. Das liegt z. T. sicher an der Zerkleinerung und Zerreibung der Schalen durch die Gerölle, zum anderen tritt aber in diesen wasserdurchlässigen Ablagerungen als bedeutungsvoll vielfach auch eine Zerstörung der Schalen durch Auflösung hinzu. Häufig folgt lokale Verkittung der Ablagerung durch Wiederausscheidung der

hierbei entstandenen Kalklösung, wie das DEECKE[62]) von der pommerschen Küste, BRAUN von Küsten der iberischen Halbinsel berichtet. Die Fossilarmut echter fossiler Strandbildungen wird durch alles dieses, soweit Tierreste in Frage kommen, ins rechte Licht gesetzt.

### Pflanzenreste

#### Tange

Das gilt aber nicht so für Pflanzenreste. Tange, und zwar Fucaceen und Laminarien, die bei ihrem geringen spezifischen Gewicht oft massenhaft an den Strand geworfen werden, nehmen häufig erheblichen Anteil am Aufbau der Strandwälle. Gerne benutzt man sie an den Küsten des Samlandes und anderen Orten zur Düngung benachbarter Felder. Der Strandwanderer an der Bernsteinküste weiß, daß gerade in solchen Tangbüscheln und dem Genist aller möglichen Holzreste der geschätzte Bernstein sich vorfindet, einmal, weil er sich in den Tangbüscheln verfangen hat, um mit diesen an den Strand befördert zu werden, sodann aber auch wegen seines bereits einmal erwähnten geringen spezifischen Gewichtes, das ihn zu den leichteren Materialien weist, welche das Meer auswirft. Gelegentlich können die Tange, wie das z. B. auch H. POTONIÉ von der Nordseeküste berichtet, zusammen mit anderen an den Strand geworfenen Organismen den Sand schwarz verfärben. Indessen verflüchtigt sich die färbende Substanz an der Luft durch Oxydation sehr schnell, so daß die Oberfläche des Sandes nur dann verfärbt erscheint, wenn die färbende Substanz — eine schwarze Flüssigkeit, wie man sie z. B. die oft mächtige Tang-Stranddrift Helgolands (Fig. 31) abgeben sieht, — unmittelbar vorher hineingelangt ist. Die Wellen formen aus den antreibenden Tangmassen oft eigenartige Wülste, die besonders nach Überschüttung mit Sand wegen ihrer Form in die Augen fallen. Wird Tang-Stranddrift in dieser Weise vor ihrer völligen Verwesung nachträglich durch toniges Material, Sand oder Gerölle bedeckt, so kann sie mehr oder minder festwerdende Ansammlungen organischer Substanz hinterlassen, indem zunächst offenbar die Hauptmasse des in den Pflanzenkörpern vorhandenen Wassers ausgepresst wird. Solche „Tang-Saprokoll“-Lager, z. T. aus der sehr konsistenten Desmarestia aculeata, z. T. aus Laminarien gebildet, haben P. KUCKUCK und H. POTONIÉ mehrfach auf Helgoland beobachtet. Ganze Torflager aus marinen Tangen bilden sich in der Ljamtschinabucht auf der Waigatsch-Insel, ferner an der Küste der Vendée zwischen La Chaume und Les Granges, sowie bei Finisterre im Innern der Bucht von Teven in der Bretagne. An der letztgenannten Lokalität hat sich eine sehr dichte, homogene, blättrige, aber kohärente, ja politurfähige schwarze Masse gebildet, die mit ihren 83,3% organischen Substanzen als Düngemittel benutzt wird und seit langer Zeit bekannt ist. G. BRAUN fand

neuerdings in den Sanden und Kiesen mit Mytilus westlich von Frederikshavn in Jütland dünne „Kohlen“-Schmitzchen, die er ebenfalls auf Tang zurückführen wollte. Auch Seegräser, Zostera, bilden Strand-



Fig. 31.
Tang-Strandtrift auf Helgoland. Nach Photographie von P. KUCKUCK aus H. POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle, 5. Auflage, Berlin 1910, S. 127, Fig. 41.

drift und können, falls sie von Sand bedeckt werden, durch einen Zersetzungsprozeß dunkelbraune Humus-Massen erzeugen, wie gelegentlich am Strande der Nordseeinseln, aber auch im westlichen Teile der Ostsee beobachtet wird.

Meerbälle, Seeknödel und Ähnliches.

Hier wäre auch der Ort, der Gerölle von Tangmassen und höheren Wasserpflanzen zu gedenken, die den „Seebällen“ POTONIÉS[63]) entsprechen. Lebende grüne Algenkugeln — sogenannte Seeknödel —, gebildet von Valonia aegagropila, Cladophora cornea, Enteromorpha intestinalis u. a., werden bei Seegang am Lido von Venedig und sonst am Mittelmeer oft zu Hunderten an den Strand geworfen. Die aus Cladophora cornea gebildeten Seeknödel entstehen durch Anheften junger Pflanzen an ein rundliches Steinchen oder eine kleine Knolle von Lithothamnium, die, von den Wellen gerollt, den Pflanzen ermöglichen, ihre Unterlage allseitig zu bewachsen[64]). Demgegenüber werden die den Apothekern als „pilae marinae“ bekannten Meerbälle von den Wurzelfasern und

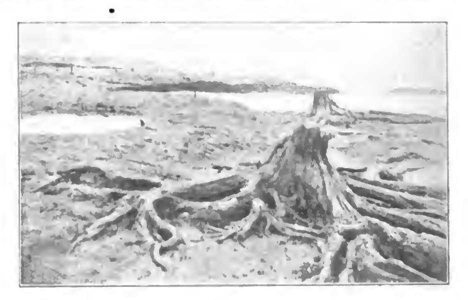


Fig. 32.
Untermeerischer Wald bei Ebbe. Dove-Point, Küste von Cheshire.
Nach CL. REID, Submerged forests, Titelbild.

Bastbündeln von Seegras-(Posidonia-)Arten, insbesondere Posidonia oceanica, gebildet. Wir finden sie in alten Arzneibüchern als wurmtötendes Mittel angeführt, und ihre jodhaltige Asche galt als Spezificum gegen Kröpfe[65]). Auch Zostera marina gibt das Material für Meer- oder Seebälle ab.

Torfgerölle und Meertorfe.

Nicht zu verwechseln mit diesen aus marinen Pflanzenresten gebildeten Meerbällen oder -knödeln sind die Torfgerölle, welche aus der Zerstörung von an der Küste oder submarin anstehenden, aber ursprünglich festländischen Torflagern hervorgegangen sind. Solcher untermeerischer Torf von dünnschiefriger Beschaffenheit und braunkohlenartiger Festigkeit ist unter dem Namen Meertorf (Strandtorf, Litoraltorf, Mar Törv der Dänen) bekannt; auf der Insel Sylt heißt er

Tuul. Vorkommnisse dieser Art sind weit verbreitet, sie finden sich nicht nur an der Küste der Ostsee (Fig. 33), — wo z. B. der sogenannte „Versunkene Wald“ von Cranz an der Nordküste des Samlandes, bezw. des Wurzelteiles der Kurischen Nehrung ein wahrscheinlich nur durch darüber hinweggehende Dünen[66]) zusammengepreßtes, nicht aber eigentlich gesunkenes Niederungsmoor repräsentiert —, sondern ebenso an der Küste der Nordsee, z. B. auf der Insel Sylt, an der flandrischen Küste zwischen Wenduyne und De Haan, ferner rings um die Küsten Irlands und Englands (Fig. 32) — hier hat ihnen CL. REID[67]) eine zusammenfassende Betrachtung gewidmet —, an der Küste der Bretagne in der Gegend



Fig. 33.
Submarines Torflager am Ostseestrande in Mecklenburg. Nach EUGEN GEINITZ aus H. POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle, 5. Aufl., Berlin 1910, S. 188, Fig. 72.

von Plougasnou-Primel (Finistère)[68]), an den Küsten von New Jersey und Nord-Carolina, sowie an manchen anderen Orten, deren Aufzählung hier zu weit führen würde. Eine ausführlichere Liste submariner Landtorfe gab schon 1885 der bekannte schweizerische Moorforscher JAKOB FRÜH, neuere Mitteilungen über den Gegenstand verdanken wir H. POTONIÉ[69]). Daß auch in erheblicheren Tiefen z. B. der Nordsee anstehende Landtorfe vorkommen, wird später auszuführen sein. Der Geologe hat allen Anlaß, diesen Bildungen seine Aufmerksamkeit zu schenken, nicht nur, weil sie in vielen Fällen andere Schlüsse auf statt-

gehabte Senkungen jugendlichen Alters unterstützen, sondern auch als Vergleichsobjekten für paralische, d. i. küstennahe Kohlenflöze früherer



Fig. 34

Treibholzlager als Strandtrift auf der Amsterdam-Insel. Nach Photographie von A. G. NATHORST aus H. POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle, 5. Aufl., Berlin 1910, S. 126, Fig. 40.

geologischer Perioden. Mit Recht hat H. WINTER[70]) darauf hingewiesen, daß die Torfgerölle der Jetztzeit ihr volles Analogon in den

„Torfdolomiten" der Steinkohlenformation paralischer Becken haben, welche ihre Dolomitnatur wahrscheinlich unter dem Einfluß des damaligen Meerwassers erwarben.

### Treibholzlager und Strandhäcksel.

Von gewaltigen Treibholzlagern und wahrhaften Strandwällen aus Baumstämmen, Wurzeln, Ästen und Holzfragmenten aller Art berichten uns die Reisenden von den Faröern, von den Nord- und Nordwestküsten Islands, von der Ostküste Grönlands, von Spitzbergen und von den Nordküsten Sibiriens und des arktischen Amerika. (Fig. 34.) Dieselben bilden in diesen baumlosen Gegenden seit Jahrhunderten die einzige Quelle für Nutz- und Brennholz. Wie mehrfache, später noch zu zitierende Untersuchungen gezeigt haben, handelt es sich hierbei in der Hauptsache um nordsibirische und nordamerikanische Nadelhölzer; doch dürfte, wenigstens

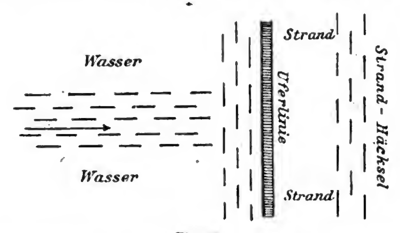



Fig. 35.
Schematische Darstellung der Lagerung von Strandhäcksel. Nach H. POTONIÉ in Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 55, III, S. 253, Fig. 49.

in den erstgenannten Gebieten, auch der Golfstrom zur Entstehung der Treibholzmassen mit beitragen. Es muß indessen betont werden, daß entgegen diesen arktischen Vorkommnissen Treibhölzer in den Tropen nach KRÜMMEL sehr raschem Zerfall unterliegen, in solchen Regionen daher keine günstigen Bedingungen zum Fossilwerden vegetabilischer Massen vorhanden sind. — Auf das Ufer geworfene Holzstücke und Pflanzenstengel — sogenannter „Häcksel" (H. POTONIÉ) — ist, worauf dieser Autor besonders aufmerksam machte und wie jederzeit in geeigneten Fällen beobachtet werden kann, parallel zur Uferlinie angeordnet, obwohl sie, solange sie noch im Wasser schwimmen, parallel zur Stoßrichtung des Wassers orientiert sind; indessen werden sie bereits vor der endgültigen Ablagerung noch im Wasser parallel zur Uferlinie umgelegt, sowie sie mit einem ihrer Enden am Grunde anstoßen (Fig. 35). Auch Holzreste erfahren am Strande, nachdem sie in geeignete Stücke zerbrochen sind, eine Abrollung und werden zu Holz-

geröllen oder Rollhölzern, die durchaus keine große Seltenheit sind, neuerdings aber an den Küsten der Kulturländer mehr und mehr auch von künstlich bearbeiteten Gegenständen, Schiffstrümmern usw., herrühren. In Ostpreußen werden solche vom Wasser angespülte, kurze, mehr oder minder abgerollte Hölzer seit langem mit einem Lokalnamen „Sprockholz" genannt.

### Andere Triftkörper

Außer solchen angetriebenen pflanzlichen Materialien[71]) und den Schalen von Flachwassertieren sind auch schwimmende Hartgebilde von Hochseetieren am Strande manchmal nicht selten, wie der Schulp der Sepia officinalis an den Mittelmeerküsten oder die Schale der Spirula, des „Posthörnchens", in den Tropen. So häufen sich nach KOERT an zahlreichen Stellen im Hafen von Daressalam in der Hochwasserlinie die schönen blauen Schalen der Janthina, Schalen von Bulla und Spirula, seltener vom Nautilus, daneben Kopal, ein subfossiles Harz, welches aus den Lehm- und Sandschichten der Küste angespült wird, und schließlich in großer Menge Bimsstein, welcher noch vom Ausbruch des Krakatau herrühren soll. Mit dem auch manche künstliche oder durch Menschen vertragene, natürliche Produkte enthaltenden „Treibsel" der Nordsee hat sich u. a. H. PHILIPPSEN[72]) neuerdings beschäftigt.

### Innerer Bau der Strandwälle

Was den inneren Bau der Strandwälle anbetrifft, so zeigt sich zunächst, daß die Aufbereitung des Materials nur unvollkommen ist; es liegen oft größere Brocken in feinerer Grundmasse. Die Lage der scharf gegeneinander abgesetzten Schichten geht in der Regel parallel der Oberfläche, sobald es sich um Querschnitte senkrecht zum Verlauf der Küste handelt. Längsschnitte dagegen zeigen vielfache Wechsellagerungen, sowie häufiges Ablösen der einzelnen Kies- und Sandschichten. Besonders die kleinen Kliffbildungen, welche in Zerstörung begriffene Strandwälle entstehen lassen, geben beste Gelegenheit zu derartigen Beobachtungen. Hier findet man ausgezeichnete, echte Diagonalschichtung. Dagegen entsteht eigentliche Kreuzschichtung am Strande nur dort, wo Flugsand den oberen Teil eines Strandwalles bedeckt, und hat mit dem durch das Meer aufgeworfenen Walle nicht das mindeste zu tun. Immerhin wird der Geologe diese innige Verknüpfung mariner und äolischer Strandbildungen wohl im Auge zu behalten haben.

### Zonare Anordnung des Materials der Strandwälle; Sommer- und Winter- oder Sturmstrand

Wo das Material des Strandwalles keine großen Unterschiede in Korngröße und spezifischem Gewichte zeigt, ist auch von einer zonaren Anordnung desselben an dem Äußeren des Strandwalles nichts wahr-

zunehmen. In der Regel tritt aber eine solche Anordnung in Zonen deutlich in Erscheinung. So unterscheidet man an unseren norddeutschen Küsten einen Winter- oder Sturmstrand von einem Sommerstrand. Der Sturmstrand, nach seiner Lage gelegentlich (so von L. MEYN auf Sylt, wo er etwa 1,5 m über dem fast ebenen gewöhnlichen Sandstrande liegt) wohl auch als Hochstrand bezeichnet, ist nicht nur durch die erheblichere Größe seiner Gerölle ausgezeichnet, sondern es sammeln sich besonders auf ihm auch allerlei Hölzer, Wurzeln, Schilf- und Tangreste, also Material, welches bei stürmischem Wetter irgendwo von der Küste oder vom Meeresboden losgerissen und dann ans Land gespült wurde. Hier findet man auch die mannigfaltigsten und besterhaltenen Tierreste, während im „Sommerstrandwall" durch das stete Spiel der Wellen alles zerrieben ist. Daher z. B. auch das Fehlen der Spirula im Sommerstrandwall, aber ihr häufiges Vorkommen im Sturmwall von Beira in Mozambique[73]). Strandwall und Sturmwall konnte ORTMANN sehr schön bei Daressalam, JOH. WALTHER am Roten Meere unterscheiden, und ihr Vorkommen ist die Regel an flachen, Stürmen ausgesetzten Meeresküsten. Finden sich im Sand, wie das nachher noch näher ausgeführt werden soll, besonders schwere Bestandteile, z. B. Magneteisen, so treten dieselben immer streifen- und nesterförmig auf, indem sie dort angereichert wurden, wo die Transportkraft der sie bewegenden Wellen zu Ende ging. Gerölle und Sand treten in gesonderten Streifen auf, und BRAUN konnte beobachten, daß am Weststrand des Samlandes die spezifisch leichten grauen Senongesteine mit Belemnitella mucronata immer gesondert von den übrigen Gesteinen liegen, was auch der Verfasser dieses bestätigen kann. Die Verschiedenartigkeit des Materials bringt naturgemäß Unterschiede in den Böschungswinkeln der Strandwälle hervor, so daß die einzelnen, aus verschiedenem Material aufgebauten Zonen auch der Form nach stark hervortreten.

### Form und Böschungswinkel der Strandwälle

Die allgemeine Form des Strandwalles ist nach BRAUN „bei Sand und Kies da, wo Anschwemmung stattfindet, die, daß auf einer mit dem mittleren Winkel von etwa 2—4° abfallenden Fläche an der Basis nach dem Meere zu ein zweiter kleiner Wall aufsitzt. Derselbe muß als das innerste Sandriff angesehen werden, das seinen Weg von außen her vollendet hat und nunmehr dem Strandwall einverleibt ist. Dieser jüngste Bestandteil seinerseits" — BRAUN nennt ihn das „Zuwachsriff" — „besteht aus einer dachförmig nach innen und außen abfallenden Fläche, der sich nach innen zu noch eine Stufe mit dem maximalen Winkel des Sandes geböscht anschließt". Die innere Seite der Wälle ist gewöhnlich stärker geböscht als die äußere und besteht manchmal aus gröberem Material. „Wenn das Zuwachsriff fehlt, so unterliegt die

Küste der Abspülung, wenn auch oft nur vorübergehend. Entweder halten sich dann Abfuhr und Zufuhr die Wage und die Wellen branden auf einer gleichmäßig geneigten Fläche, oder die Brandung zerstört sogar, sie schneidet in den Strand ein Kliff hinein.

Die an den Strandwällen auftretenden Winkel zeigen sehr verschiedene Werte. In der Brandungszone treten z. B. an der Westküste von Jütland fast durchgängig Winkel von 4° auf, auf Sylt auch größere, bis zu 12°; an den Ostseeküsten und in der Gascogne herrschen ebenfalls Winkel von 2—4° vor, wesentlich flacher ist die Böschung in Holland, wo fast ständig nur 1—2° erreicht werden. Diese Zahlen beziehen sich auf Sande, welche daher auch in der Regel flacher gewölbte Bänke bilden. Durchweg stärker gewölbt ist die Oberfläche bei Kiesbänken, in welchen bezeichnenderweise die gröberen Korngrößen nicht selten zu oberst liegen. Das ist offenbar eine Folge stärkerer Aufbereitung. Solche steilere Böschungen von Kiesen beobachtete BRAUN bei Simrishamn mit 10°, bei Sables d' Olonne mit 8°. Die von ihm festgestellte Maximalböschung von Sand und Steinchen in der Brandung beträgt 16°, außerhalb derselben 34°. TH. OTTO[74]) maß bei seinen gründlichen Untersuchungen über die Entstehung des Darss und Zingst an der vorpommerschen Küste den seeseitigen Böschungswinkel der dortigen Strandwälle sehr gleichmäßig zwischen 6 und 8°, die landseitige Böschung nur zu 2—4°. Die seeseitige Maximalböschung betrug 16° an einem Kiesstrandwall; Sandstrandwälle gingen über 8° Böschung nicht hinaus. Auch die Zahlen eines älteren Autors lassen sich gut mit den soeben aufgeführten neueren Messungen vergleichen: FORCHHAMMER[75]) „fand den Winkel, den der Strand bei Skagen gegen das Meer bildet, 6°, 8°, 12°, 13°, 14°; weiter gegen S. wechselte er zwischen 5° und 8½°, an einzelnen Stellen 12°. Im Liimfjord stieg derselbe bis 25°: dies waren Steine, während der früher beobachtete aus Sand bestand. Man wird also 25° als das Maximum des Neigungswinkels des Strandes gegen die See annehmen können. Wenn nun das Meer eine neue Schicht absetzt, ohne sein Niveau bedeutend zu verändern, so legt sich diese neue Schicht unter demselben Winkel an den früher abgesetzten Strand, und so bildet sich ein ganzes System von geneigten Schichten, welche ursprünglich unter diesem bedeutenden Winkel abgesetzt sind“. Diese Beobachtungen über die Entstehung primär geneigter Schichten am Sandstrande sind zweifellos für das Problem der Schichtung und die Entstehung von Schräg- oder Diagonalschichtung, die FORCHHAMMER des weiteren daraus ableitet, äußerst wichtig; es kann jedoch füglich bezweifelt werden, ob solcherart entstandene Schräg-, bezw. Diagonalschichtung fossil sehr häufig vorkommt, da eigentliche Strandbildungen infolge der Eigenart ihrer Lage nur unter ausnahmsweise günstigen Verhältnissen einmal erhalten bleiben können.

### Höhe der Strandwälle

Angaben über die Höhe von Strandwällen sind deshalb schwer zu machen, weil bei dem Auftreten von Sand die Krone des Walles immer durch Dünenbildung erhöht wird. Brauchbare und vergleichbare Werte lassen sich daher nur an Wällen aus gröberem Material gewinnen. G. BRAUN fand als größte Höhe der Strandwälle an der Ostsee 2 bis 3 m — der bekannteste Strandwall Deutschlands, der „Heilige Damm“ in Mecklenburg, ist etwa 2,5 m hoch —, an der Nordsee 4 bis 5 m, am Atlantischen Ozean 10 bis 12 m über der Abrasionsplatte. Alternde Strandwälle, denen sich infolge Zurückweichens des Wassers neue seewärts vorlegen, verflachen sich schließlich, kleine Böschungsunterschiede verschwinden, und ein solcher gealterter Strandwall ist ein einfacher flacher rundlicher Rücken.

### Werden und Vergehen der Strandwälle

Das Aussehen des Meeresstrandes ist stetigem Wechsel unterworfen. Der Strandwall, auf dessen seeseitigem Abhang sich in der Hauptsache auch die sogleich noch näher zu besprechende Strandvertriftung abspielt, ist als das äußerste, stets von den Brandungswellen benetzte Gebilde der Uferzone sehr unbeständig. Längere Zeit in gleichem Niveau verharrender Wasserstand und mäßiger Seegang bauen ihn auf; steigendes Wasser zerstört ihn wieder und schafft landwärts einen neuen Strandwall, während langsam fallendes Wasser seine Form modifiziert, indem es statt des relativ scharfen Kammes, unter Bildung primärer Schrägschichtung durch Anlagerung von immer neuen Sandlagen an die seeseitige Böschung, eine ebene Oberfläche des Strandwalles entstehen läßt. Bei schnell fallendem Wasser aber bewahrt der Strandwall seine alte Gestalt, und ein neuer Strandwall erwächst in einigem Abstand seeseitig davon. So lauteten die Ergebnisse, welche TH. OTTO am Darss und Zingst der vorpommerschen Küste der Ostsee erzielt hatte. Aber in dieser allgemeinen Form dürften sie auch für Flachküsten gezeitenreicherer Meeresteile gelten. „Der seeseitige Winkel des Strandwalles entspricht stets einem Gleichgewichtszustand zwischen Zufuhr und Abfuhr. Ist die Zufuhr durch die Brandung stark, so ist der Winkel ein großer, um dem Sog trotz des Verlustes durch Versickern die Kraft zu geben, das überschüssige Material zu entfernen und dem weiteren Transport zu überliefern. Wird anderseits der Sog gegenüber der Stoßkraft der Wellen zu stark, wie es bei Sturm der Fall ist, so reißt er soviel Material von oben herab, daß der Winkel sich verflacht und wieder Gleichgewicht eintritt“ (BRAUN).

Im Einzelnen betrachtet erfolgt die Abtragung und Einebnung eines Strandwalles bei steigendem Wasserstand auf sehr mannigfaltige Art. Der Geologe und Geomorphologe finden hier auf engstem Raum im

Kleinen häufig die besten Schulbeispiele für Kliffbildung mit ihren Begleiterscheinungen, wie Unterwaschung und Hohlkehlen, Nachrutschungen und Erosionsrinnen, aber auch für Formen des Transportes und der Aufschüttung, wie Wellenfurchen, Miniaturdeltas usw.

### Die „Strandwallebene"

Da die Höchstwasserstände nur selten eintreten, sind die Strandwälle umso dauerhafter, je weiter landeinwärts sie gelegen sind; und die Folge von alledem ist häufig ein System von Strandwällen, deren innerster dann der schon früher erwähnte Sturmstrandwall oder Winterstrand ist. BRAUN hat einen solchen Strand, der aus einem System mehrerer Strandwälle aufgebaut ist, eine „Strandwallebene" genannt, eine Bezeichnung, die allerdings nicht gerade sehr glücklich genannt werden kann. „Die öfters beobachtete Tatsache, daß die äußeren Wälle in solchem Fall höher sind als die inneren, erklärt VAUGHAN CORNISH dadurch, daß, je weiter ein solches Wall- und Rinnensystem sich ins Meer vorschiebt, desto heftiger und stärker die Angriffe des Meeres werden, die dann eben höhere Strandwälle schaffen können."

## 2. Die Küstenversetzung (Strandvertriftung) nebst Küstenstrom und ihre Wirkungen

Es wäre hier der Ort, jener bereits im I. Bande kurz besprochenen typischen Verschiebung des Strandmateriales zu gedenken, welche in der Längsrichtung des Strandes erfolgt, wenn die Wellen nicht genau senkrecht auf die Küste auftreffen, was sehr selten der Fall ist. Dann entsteht durch die Kombination der schräg auflaufenden Brandungswellen, welche Steine, Kies und Sandkörner in der ihnen eignenden Richtung vorwärts stoßen, und des die Strandböschung wieder herabfließenden Soogstromes eine Verfrachtung der beweglichen Lockermaterialien im Sinne der vorherrschenden Winde längs der Küste. Diese schon 1834 von H. R. PALMER klar erkannte und beschriebene Erscheinung, die wir heute mit PHILIPPSON[76]) als „Küstenversetzung" oder mit KRÜMMEL[77]) als „Strandvertriftung" bezeichnen, geht aber nicht als einfache Zickzackbewegung vor sich, wie das TORNQUIST[78]) und THOULET[79]) noch neuerdings dargestellt haben; sondern (Fig. 36) die einzelnen Wasserteilchen, die mit jeder Welle schräg auf den Strand hinauflaufen, beschreiben parallele und konzentrische Parabeln, und indem sich dieses wiederholt, wandern sie mit jeder Welle ein Stück seitwärts, alles Bewegliche mitnehmend. Diese Küstenversetzung wird aber noch unterstützt von dem Küstenstrom, welchen länger in konstanter Richtung wehende Winde ohne direkte Beteiligung der Brandung erzeugen; nur gelangt das vom Küstenstrom erfaßte Material im allgemeinen nicht auf den Strand, durchmißt also einen kürzeren Weg als

die der Küstenversetzung unterworfenen Detritusmassen. Dem Küstenstrom unterliegt im allgemeinen wohl nur feineres, sandiges Material, während die gröberen Schuttmassen lediglich auf der Außenböschung

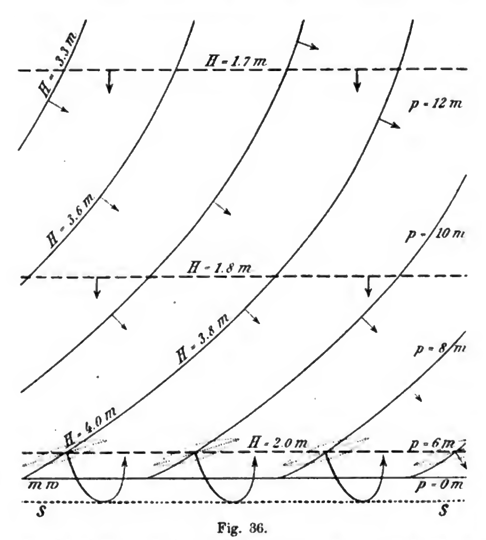



Fig. 36.

**Brandung und Strandvertriftung nach O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 126, Fig. 32. (Erklärung: Eine Dünung von 200 m Länge läuft aus tiefem Wasser [von mehr als 100 m] gerade auf die Küste zu, während ein Weststurm in See parallel zur Küste weht. Die Sturmwellen werden durch die stetig unter einem Winkel von 8° abnehmenden Wassertiefen allmählich auf die Küste zu abgelenkt, wo sie unter 45° auftreffen. Ebenso nehmen die Wellenhöhen H umgekehrt proportional der Wassertiefe zu. Durch Superposition kommt es in p = 6 m Tiefe zu einer hohen Brandung, die ihren Wasserschwall in parabolischem Bogen auf den hier rasch ansteigenden Strand hinaufwirft. Bei m w ist das Mittelwasserniveau, bei s s der von der Brandung aufgeworfene Strandwall aus Tangen, Muscheln oder Steinen.)**

des Strandwalles unter dem Einfluß der Küstenversetzung wandern, so zwar, daß z. B. Otto von der vorpommerschen Küste Beispiele anführen konnte, in welchen es gröberen Schuttmassen nicht einmal gelang, nur ca. 50 cm tiefe Priele, die einen werdenden Strandwall durchschnitten, zu überschreiten.

### Die transportierende Tätigkeit der Küstenversetzung und des Küstenstroms

Da die Küstenversetzung von der seitlichen Komponente der Wellenbewegung am Strande abhängig ist, wird sie nur im Bereiche beständiger Winde im gleichen Sinne wirken können. Das ist vorzugsweise an den tropischen Küsten der Fall, welche der Passat mit geringen Schwankungen aus östlicher Richtung bestreicht, so daß die Küstenversetzung dementsprechend alles lose Material westwärts verfrachten muß. Freilich ist hierbei, worauf KRÜMMEL aufmerksam macht, auch die an den tropischen Küsten so wirksame Dünung im Auge zu behalten, welche eine ganz andere Richtung haben und dementsprechend auch eine Verschiebung des Strandmaterials in anderem Sinne veranlassen kann. In den höheren Breiten wird bei wechselnder Windrichtung die Küstenversetzung die Sande bald nach der einen, bald nach der anderen Richtung wandern lassen. Das endgültige Ergebnis längerer Zeiträume muß in diesem Falle auf der resultierenden Richtung und Stärke der Winde beruhen. Die resultierende Richtung der Winde nach der Dauer ihrer Einwirkung kann aber allein nicht maßgebend sein, wie oft angegeben wird; denn es ist der Fall durchaus denkbar, daß größere Intensität der weniger häufig und andauernd wehenden Winde vielleicht bedeutend stärkere Kraftwirkungen entfaltet, als die zwar länger dauernde, in ihrem Erfolg aber wegen der Schwäche der Winde geringere Kraftäußerung der vorherrschenden Winde. Man wird daher sagen dürfen, daß die vorherrschende Richtung namentlich der stürmischen Winde das Endergebnis bestimme. So wandern die Sande entlang großer Strecken der deutschen Ostseeküsten z. B. Pommerns und der Frischen Nehrung, am Nordufer des Samlandes und der Kurischen Nehrung deutlich nach Osten. In welch' gewaltigem Umfange dieser Materialtransport erfolgt, hat R. BRÜCKMANN[80]) für die Küsten des ostpreußischen Samlandes gezeigt. Hier geht die Sandwanderung durch Strandvertriftung und Küstenstrom hauptsächlich in dem 600—1200 m breiten Streifen der Flachsee, welcher oberhalb der 10 m-Isobathe gelegen ist, vor sich, und es muß eine Detritusmasse von mehr als 1 Million Kubikmeter jährlich bewegt werden, d. i. der Betrag des jährlichen Landverlustes der W- und N-Küste des Samlandes. Denn nirgends beobachtet man, abgesehen von Verschiebungen von Sandbänken, ein Flacherwerden des Meeres durch Aufschüttung oder etwa ein Absinken des Ostseebodens zur Kompensierung einer solchen Aufschüttung. Jene ganze Masse wird also in der Tat abtransportiert, und mehr als diese Masse; denn auch die $^3/_4$ Million Kubikmeter übersteigende Menge der „Blauen Erde", welche jährlich vor der Bernsteingrube „Anna" bei Palmnicken (nach der Angabe von BRÜCKMANN für 1911) in die See geschüttet wird, bildet keine dauernden Aufschüttungen, sondern erfährt in gleicher Weise einen Abtransport,

und zwar nicht nur längs der W-Küste des Samlandes vorwiegend nach N bis Brüsterort, sondern um diesen herum und weiterhin der N-Küste des Samlandes entlang. Bei diesem Transport um Brüsterort herum dürfte es sich allerdings in der Hauptsache um die Wirkung des Küstenstromes handeln. Denn es darf nicht übersehen werden, daß bei der Strandvertriftung die Richtung der Uferlinie zu den die Strandvertriftung bedingenden wirksamsten Winden von maßgebendstem Einfluß auf die Intensität und damit auf die umgestaltende Wirkung derselben sein muß, wofür OTTO vom Darss und Zingst schlagende Beispiele geschildert hat. — In manchen Fällen wird die Küstenversetzung auch durch Gezeiten- und andere Ströme gestört oder gar ganz verdeckt, so daß man sich hüten muß, alles auf dasselbe Schema zurückzuführen.

Es liegen eine Reihe von Beobachtungen über den Betrag und die Schnelligkeit der seitlichen Verschiebung von Lockermaterial durch die Küstenversetzung vor, welche BRAUN zusammengestellt hat. Auf Rügen nehmen die aus der Schreibkreide ausgespülten Feuersteine mit der Entfernung von ihrem Ursprungsort rasch ab. Dabei muß hervorgehoben werden, daß die am weitesten transportierten Steine fast immer von Tangbüscheln, meist Fucus, besiedelt sind, deren Verzweigungen den Wellen natürlich leichte Angriffspunkte bieten, während die Blasen des Tanges direkt das Gewicht des Steines teilweise kompensieren. (Fig. 37.) Solche Steine werden dann weiter transportiert, als es ihrer Größe entspricht. Eine viel größere Rolle als an unseren Ostseeküsten spielt diese Erscheinung am offenen Weltmeere, wo fast jedes Geröll von Tangen bewachsen ist. Beobachtungen über die Schnelligkeit der Küstenversetzung sind öfters auch an gelegentlich in den Küstenschutt gekommenen fremden Gegenständen, wie Steinkohlenschlacken oder Ziegelsteinen angestellt worden. Von Ziegelsteinen wurden nach VAUGHAN CORNISH an der südenglischen Küste bei gutem Wetter, also wohl mäßigem Seegang,

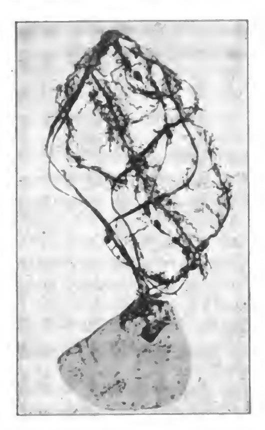


Fig. 37.
Mit Blasentang bewachsenes Geröll von vulkanischem Gestein, welches infolge dieser Bewachsung leichter und weiter transportiert werden konnte, als bei seiner Größe sonst möglich gewesen wäre (Geröll 4 engl. Zoll lang). Vom Sandstrande der Mercury-Bai, Nordinsel von Neuseeland. Nach E. J. DUNN, Pebbles, Melbourne 1911, Tafel 60.

522 m in 28 Stunden durchmessen. Bei sonst gleichbleibenden Bedingungen werden größere Geschiebe langsamer bewegt als kleinere.

Die aufbauende Tätigkeit der Küstenversetzung: Küstenhörner, Sandhaken, Nehrungen, Lidi usw.

Küstenversetzung und Küstenstrom erklären die Entstehung der sogenannten Küstenhörner und Sandhaken im Wind-, Wellen- und Stromschatten bei rückbiegender Küste und die Bildung der sich aus jenen Formen entwickelnden, späterhin meist durch Dünen erhöhten Nehrungen, z. B. an der Deutschen Ostseeküste (Frische und Kurische Nehrung usw.), sowie der Lidi der Adria, der Peressips und Strielki des Schwarzen und Asow'schen Meeres. Kleine, landnahe Inseln — wie der Monte Argentario an der toskanischen Küste — können durch solche Bildungen dem Festlande angegliedert werden; einander benachbarte Inseln werden miteinander verbunden, wie die drei östlichen Inselkerne Rügens durch die beiden je 10 km langen Nehrungen der „Schaabe“ und „Schmalen Heide“; Flußmündungen werden verbaut, wie die der Oder und Weichsel oder ein Teil der Limane Südrußlands. Sehr reine und schnell fortwachsende Hakenformen zeigen sich an der atlantischen Küste Frankreichs und besonders Nordamerikas zwischen Long Island und Florida. Skagen, die Nordspitze Jütlands, ist ein 34 km langer Haken, welcher nach Osten durch Dünen verbreitert ist. Der großartigste Haken der Deutschen Ostseeküste ist die Halbinsel Hela[81]) nördlich von Danzig, welche sich von Rixhöft in einer Länge von gleichfalls 34 km nach SO erstreckt. Den Sand hierzu hat die See hauptsächlich dem Ostseeboden nördlich Rixhöfts entnommen. Während manche Haken sehr schnell fortwachsen, hat sich Hela seit Jahrhunderten nicht oder nur unwesentlich verlängert. Der Grund ist einfach der, daß bei gleichbleibender Sandzufuhr und gleichbleibender Stoßkraft des Wassers das Längenwachstum im Quadrat der Meerestiefe abnimmt. Und da gleichzeitig die Stoßkraft des Wassers, insbesondere der Küstenströmung, mit der Verlängerung des Hakens und der Vergrößerung der durch denselben geschützten Meeresbucht zunimmt, so ergibt sich, daß bald ein Punkt eintreten muß, wo Wachstum und Zerstörung sich das Gleichgewicht halten. Die Kliffküste von Rixhöft, an welche sich die Halbinsel anlehnt, wird aber fortwährend landeinwärts verschoben und demnach auch die Wurzel der Halbinsel Hela selbst benagt. Der gesamte losgenagte Sand nebst den kleinsten Geschieben wandert nach dem Hakenende und teilweise um dieses herum. So wird das Hakenende verbreitert und die Wurzel der Halbinsel Meeresdurchbrüchen ausgesetzt, welche tatsächlich wiederholt eingetreten sind und z. T. künstlich wieder geschlossen werden mußten. So weit die Ansicht von ALFR. JENTZSCH über die Entstehung dieses Schulbeispieles eines Hakens, die durch eine

108 m tiefe Brunnenbohrung in Hela völlig bestätigt worden ist. Auf 50 m tiefem Meeresgrunde hat sich hier aus reinem Sande, — nur in der Nähe des Meeresspiegels mit kleineren Strandgeschieben vermischt, — ein Sandrücken aufgeschüttet, welcher dann durch Dünenbildung bis 25 m über das Meer emporgewachsen ist. „Wie bei den Bäumen, so ist auch bei den Haken dafür gesorgt, daß sie nicht ins Endlose wachsen. Die frei ins Meer hinausführenden Haken dürften etwa folgende Stadien durchlaufen: Sie wachsen anfangs sehr schnell, nähern sich dann bald asymptotisch einer Wachstumsgrenze, jenseits welcher eine von Meeresströmungen durchspülte Rinne sich austieft, verbreitern dann ihr Ende, verschmälern ihren Fuß und können dann durchbrochen werden, so daß ihr Ende zur Insel wird, falls nicht die Durchbruchsstelle durch einen neuen Küstenwall sich selbstthätig schließt. Ein zur Insel gewordenes Hakenende erhält keine Sandzufuhr mehr, worauf sofort die Zerstörung der Insel einsetzt.“ Einen solchen Fall kann man mit JENTZSCH z. B. aus der von N. SOKOLOW[82]) veröffentlichten Karte der Limane des Dnjepr, Bug und Beresan herauslesen. „W. von Cherson wird die Einfahrt zum Liman des Bug abgeschnürt durch einen an die Küste bei Otschakow anschließenden kurzen breiten, von N nach SW gebogenen Haken, welchem von der Seeseite her, staffelförmig vorgeschoben, der Haken (Peressip) von Kinburn entgegenkommt, der gradlinig die Richtung SO-NW verfolgt. Über seine Wurzel hinweg verlängert sich derselbe nach SO als ein etwa 13 Werst langer Haken, welcher den Meerbusen von Jagorlyk abschließt und an seinem südöstlichen Ende verbreitert, an seiner Wurzel aber durchbrochen ist. Weiter südlich zeigt sich ein gegen 60 Werst langer Haken, der von O nach W an der Grenze flacheren und tieferen Wassers fast gradlinig gewachsen ist, bis er in tieferes Wasser gelangte, wo er nach Norden umlenkte, um etwa die letzten 10 Werst in Wasser von etwa 10 m Tiefe vorzurücken. Auch hier ist das dem erstgenannten Haken staffelförmig vorgelagerte Ende verbreitert und trägt ein Leuchtfeuer, während die Wurzel ganz schmal geworden und achtmal durchbrochen ist.“ — Dieses allmähliche Werden und (teilweise) Vergehen der Mündungsverschlüsse der „ertrunkenen“ Flußmündungen Südrußlands ist nicht ohne weitergehendes Interesse im Hinblick auf die eigenartigen Sedimentationsverhältnisse, die wir später noch kennen lernen werden.

### Unterstützung der Küstenversetzung und des Küstenstroms durch Gezeitenströme

Auch das Ostwärtswandern der Ostfriesischen Inseln in der Nordsee geht unter Mitbeteiligung der Strandvertriftung und des Küstenstroms vor sich[83, 84]). Ebenso wie Küstenströme, die durch anhaltende Winde erzeugt werden, wirkt aber auch gelegentlich der Flutstrom, und seine

Mitwirkung ist gerade für das letztgenannte Beispiel außer Zweifel. In dem südlichen Teile der Nordsee vollzieht sich eine kreislaufartige Verschiebung des Sandmateriales, indem an der ostfriesischen Küste der Sand nach Osten, an der schleswig-holsteinischen nach Süden wandert, beim Zusammentreffen beider aber vom Ebbestrom wieder in die offene See hinausgeführt wird. Nur ein Teil geht diesem Kreislauf unterwegs zum Aufbau von Dünenbildungen verloren. An der britischen Kanalküste ist nach WHEELER nur der Flutstrom die bewegende Kraft, denn die Geschiebe wandern nur im Niveau unmittelbar unter der Hochwasserlinie und bleiben innerhalb der Buchten, ohne die Küstenvorsprünge zu umgehen. Der Flutstrom ist es auch, der die Abrasionsprodukte der Kalkküste von Calvados nach der Seinebucht westlich von Honfleur führt. Der Detritus der spanischen Nordküste wandert an den Strand der Gironde. Im allgemeinen wirken Brandung und Küstenstrom einerseits, Gezeitenströmungen anderseits einander bezüglich der Ausgestaltung der Küsten entgegen. Erstere trachten Buchten und Straßen durch Haken und Nehrungen zu schließen und dadurch Lagunen (Haffe) zu erzeugen; die Gezeitenströmungen dagegen erhalten als Spülströme einen gebuchteten Küstenverlauf, dessen Vorhandensein übrigens ihre Entstehung bedingt[85]).

### 3. Brandung, Küstenversetzung und Küstenstrom in Wechselwirkung und die hierdurch bedingte Gestaltung des Meeresbodens in den strandnahen Gebieten der Flachsee

#### Die Schaare oder Sandriffe

Vor flach ansteigenden sandigen Küsten beobachtet man vielfach eine Anzahl der Strandlinie im großen und ganzen parallel gelagerter Sandbänke, die sich besonders von überhöhten Punkten (Kliffufern, Dünen usw.) aus als helle Streifen in der dunklen See abheben (Taf. IV) oder bei frischem Seegang durch eine über ihnen stehende Brandung bemerkbar machen, bei sehr tiefer Ebbe aber auch wohl teilweise trocken fallen. An den deutschen Meeresküsten nennt man sie „Riffe“; auch der einfache Ausdruck „Bänke“ kommt vor. Eine ältere Bezeichnung, die z. B. HAGEN und PENCK, speziell für die Ostsee auch JENTZSCH und ACKERMANN benutzten, ist „Schaar“ (Mehrzahl „Schaare“). Die Höhe dieser in gewissen Abständen vom Ufer und voneinander sich erhebenden Rücken ist zunächst der Uferlinie mit im Durchschnitt 1—2 m am größten, wird weiterhin aber niedriger, und bei zunehmender Tiefe sind sie kaum noch zu bemerken. Gewöhnlich nimmt man drei solcher Riffe an; indes ist ihre Zahl keineswegs konstant; oft kann man nach HAGEN bei sorgfältiger Peilung vier oder fünf derselben wahrnehmen, doch liegen die äußeren schon tief und erheben sich so wenig über den Grund, daß sie nicht leicht zu bemerken sind. Diese Riffe sind es vorzugsweise,

welche die Annäherung selbst kleiner Fahrzeuge an das Ufer verhindern, da diese, dem vollen Wellenschlage ausgesetzt, auf ihnen festfahren. Sehr typisch sind diese Riffe entlang der ganzen „eisernen Küste“ der Kimbrischen Halbinsel, und so auch am Badestrand von Sylt ausgebildet, von welchem sie noch neuerdings BEYER[86]) in ihrer Dreizahl beschrieben hat.

Die Riffe entstehen, wie HAGEN[87]) und KRÜMMEL und mit ihnen die Mehrzahl der Autoren annahmen, bei kräftigem Seegang an denjenigen Stellen, wo die Wellen aus der See mit den rücklaufenden Wellen oder dem verstärkten Soogstrom, den jede der Wellen veranlaßt, sich begegnen, indem die suspendierten Sandmassen hier infolge der Reibung der einander entgegengesetzten Wasserbewegungen, deren Impulse einander gegenseitig aufheben oder wenigstens mindern, teilweise zum Niederschlag gelangen. „Übrigens bleiben diese Riffe erfahrungsgemäß stets unter dem mittleren Wasserstande und beweisen dadurch, daß die Wellen noch in beträchtlichem Abstande vom Ufer und in erheblicher Tiefe

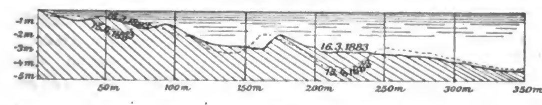



Fig. 38.
Querschnitt durch das flache Küstenwasser der Ostsee 400 m westlich der Lebamündung in Hinterpommern (nach Messungen von GÄDTKE am 16. März und 15. April 1883) aus FR. SOLGER im „Dünenbuch“. Stuttgart, FERD. ENKE, 1910, S. 16, Fig. 4.

den Seesand landwärts forttragen. Bei Stürmen wird dieser dann in dem höchsten Strandsaume wallartig . . . . zusammengehäuft“ (KRÜMMEL). Auch nach der Ansicht von G. BRAUN sind die „Sandriffe“, wie er sie nennt, Vorläufer in der Bildung eines Strandwalles oder, besser gesagt, die Form, welche das im Transport gegen eine Küste befindliche Sandmaterial in der Nähe einer Strandböschung annimmt. Sandriffe finden sich nach BRAUN nur dort, wo mindestens schon ein Vorstrand vorhanden ist. Bei Klippenbrandung wird der Schutt ganz unregelmäßig verteilt. „Die Form des Sandriffes ist die eines dem Ufer parallelen Walles, der von der See her sanft ansteigt, nach dem Lande zu steiler abfällt.“ Die Sandriffe verschieben sich aber vielfach nicht nur, wie z. B. auch aus der beistehenden Skizze (Fig. 38)[88]) hervorzugehen scheint, in der Richtung auf das Land zu, sondern auch seitwärts, entsprechend der Richtung des jeweiligen Küstenstromes. „Das Sandriff ist daher nicht eigentlich eine Aufschüttungsform, sondern eine Transportform mit wanderndem Inhalt, vergleichbar einer Röhre, in der sich der Sand verschiebt.“ Das erste, innerste Sandriff wird schließlich „so weit

landeinwärts verschoben, als es dem stärksten Seegang bei dem höchsten Wasserstand, der an der Küste vorkommt, möglich ist, und wird dabei so hoch aufgebaut, daß es bei Rückgang des Wasserstandes und Seeganges trocken fällt. Damit ist aus dem Sandriff der Strandwall geworden". Und in ähnlicher Weise schildert ALFR. JENTZSCH[89]) das Hervorgehen des Strandwalles aus dem obersten der Sandriffe. „An ihnen brechen sich die von der hohen See anstürmenden Wogen, benagen sie an der Seeseite, überschütten sie mit Sand an der Landseite und drängen sie so allmählich landeinwärts, bis ihr Sand und Geschiebe zum Küstenwall wird."

Exakte Messungen hat schon F. W. PAUL LEHMANN[90]) über das Ostseeküstengebiet von Hinterpommern veröffentlicht. „Die Riffe nähern sich bei einem senkrecht gegen den Küstenstrich gerichteten Winde dadurch, daß sie nach Art der Dünen vorrücken. Flach steigen sie von der Seeseite an, dann senkt sich — wenigstens beim ersten Riff — der breite Rücken unter einem Winkel von 30° plötzlich hinab. Es geschieht wohl, daß ein solches Riff mit dem einen oder dem andern Flügel völlig gegen den Vorstrand geschoben wird. Springt der Wind um, fegt ein heftiger Küstenstrom längs der Küste, so verwandelt er die Konfiguration des Untergrundes und ebnet vielleicht das Riff an ganzen Küstenstrecken völlig aus. Da meine Leser vielleicht an der Exaktheit meiner, überdies nur über das vorderste Riff angestellten Beobachtung zweifeln, wenn ich versichere, daß ich einmal östlich der Glawnitz ein Riff binnen 24 Stunden um einen Schritt vorgerückt fand und daß innerhalb vier Tagen zwei Diluvialblöcke im Sande vor dem benachbarten kleinen Lehmberge zweimal völlig bedeckt, zweimal wieder bloßgespült waren, so gebe ich einen Überblick über die Umlagerung der Sandmassen, welche sich aus Peilungen des Seegrundes etwa 400 m westlich der Lebamündung ergiebt" (siehe auch die letzte Abbildung). „Hier maß Amtsvorsteher GÄDTKE am 16. März und am 15. April 1883 in Abständen von 5 zu 5 m die Tiefen bis zu Entfernungen von 355 resp. 690 m von der Küste und erhielt folgende, mir gütigst zur Verfügung gestellte Resultate (Tabelle auf der nächsten Seite).

Die Ziffern bedürfen kaum einer Erläuterung; am 16. März liegt das dritte Riff auf 165 m Entfernung und am 15. April, sicher nicht aus denselben Sandmassen aufgebaut, auf 255 m. Die Tiefe von 4,15 m zeigt sich am 16. März bei 350 m Abstand erreicht, vier Wochen später erst bei 395 m. Von hier ab bis zu 690 m Entfernung zeigt sich am 15. April eine gleichmäßige Senkung des Meeresbodens bis zu 6,50 m, ob dieselbe am 16. März schon vom dritten Riff aus auch über 355 m hinaus eine konstante war und nicht in weiterer Entfernung ein viertes Riff in der Bildung begriffen, muß leider dahingestellt bleiben." Soweit PAUL LEHMANN. Eingehende neuere Untersuchungen von TH. OTTO an

| Abstände in Metern | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 | 45 | 50 | 55 | 60 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 16. März | 0,15 | 0,35 | 0,45 | 0,60 | 0,70 | 0,80 | 0,80 | 0,65 | 0,45 | 0,60 | 0,70 | 0,80 |
| 15. April | 0,23 | 0,38 | 0,48 | 0,44 | 0,44 | 0,50 | 0,60 | 0,65 | 0,87 | 1,06 | 1,17 | 1,35 |
| **Abstände in Metern** | **65** | **70** | **75** | **80** | **85** | **90** | **95** | **100** | **105** | **110** | **115** | **120** |
| 16. März | 1,00 | 1,05 | 1,25 | 1,25 | 0,95 | 0,95 | 0,95 | 1,15 | 1,48 | 1,65 | 1,97 | 2,15 |
| 15. April | 1,54 | 1,19 | 1,00 | 0,89 | 1,04 | 1,25 | 1,40 | 1,57 | 1,70 | 1,85 | 2,05 | 2,37 |
| **Abstände in Metern** | **125** | **130** | **135** | **140** | **145** | **150** | **155** | **160** | **165** | **170** | **175** | **180** |
| 16. März | 2,25 | 2,48 | 2,50 | 2,55 | 2,55 | 2,49 | 2,57 | 2,65 | 2,70 | 2,15 | 1,65 | 1,75 |
| 15. April | 2,71 | 2,90 | 2,91 | 2,91 | 2,91 | 2,70 | 2,20 | 1,84 | 1,70 | 1,79 | 1,93 | 2,10 |
| **Abstände in Metern** | **185** | **190** | **195** | **200** | **205** | **210** | **215** | **220** | **225** | **230** | **235** | **240** |
| 16. März | 1,97 | 2,30 | 2,55 | 2,60 | 2,90 | 2,94 | 2,90 | 2,90 | 2,85 | 2,90 | 2,89 | 2,97 |
| 15. April | 2,34 | 2,66 | 2,91 | 3,35 | 3,85 | 3,96 | 3,96 | 3,96 | 3,96 | 3,76 | 3,33 | 3,00 |
| **Abstände in Metern** | **245** | **250** | **255** | **260** | **265** | **270** | **275** | **280** | **285** | **290** | **295** | **300** |
| 16. März | 2,97 | 3,05 | 3,05 | 3,05 | 3,05 | 3,05 | 3,15 | 3,15 | 3,26 | 3,26 | 3,43 | 3,50 |
| 15. April | 2,70 | 2,62 | 2,58 | 2,60 | 2,65 | 2,75 | 2,85 | 2,85 | 3,00 | 3,05 | 3,10 | 3,25 |
| **Abstände in Metern** | **305** | **310** | **315** | **320** | **325** | **330** | **335** | **340** | **345** | **350** | **355** | |
| 16. März | 3,61 | 3,61 | 3,72 | 3,72 | 3,85 | 3,85 | 3,95 | 4,05 | 4,15 | 4,15 | 4,15 | |
| 15. April | 3,35 | 3,45 | 3,50 | 3,60 | 3,65 | 3,75 | 3,80 | 3,85 | 3,90 | 3,90 | 3,90 | |

den Sandriffen der Ostseeküsten des Darss und Zingst in Vorpommern lassen indessen erkennen, daß es nicht angängig ist, eine allmähliche Verschiebung der Sandriffe gegen die Küste als allgemein gültige Gesetzmäßigkeit hinzustellen. Otto war durch das Entgegenkommen des Königl. Wasserbauamts Stralsund-West in den Stand gesetzt, eine Reihe von Profilen aus fünf verschiedenen Jahren (1907—1911) geben zu können, welche einen ausgezeichneten vergleichenden Überblick über die Veränderungen in der Bodengestaltung der Brandungszone zwischen den hohen Dünen bei Prerow und dem Ostende des Forstes Straminke bis zu 200—300 m seewärts gestatten (Tafel II). Die Zahl der Riffe schwankt hier zwischen 2 und 4, doch dürfte sich die Riffbildung weiter seewärts, wenn auch in abgeschwächter Form, noch fortsetzen. Am undeutlichsten ausgebildet ist das zuweilen innerhalb der ersten 50 m Entfernung von der Uferlinie auftretende Riff, das oft durch einen in die steilere Gesamtböschung eingeschalteten horizontalen oder nur schwach geneigten Absatz vertreten wird. Mehr oder minder scharf, immer aber klar erkennbar,

heben sich die beiden nächsten Riffe gegen den Boden ab, indem ihr Kamm sich ca. 1—1,5 m über das landseitige Rifftal und ca. 2 (—3) m über das seeseitige Rifftal erhebt. Was die horizontalen Abstände der Riffkämme betrifft, so rücken dieselben um so enger zusammen, je mehr sie sich der Uferlinie nähern. Wo sich nahe dem Ufer statt des soeben geschilderten Böschungsabsatzes ein Riff einstellt, ist sein Kamm selten mehr als 30—35 m vom Strand entfernt, sonst treten die Riffkämme selten näher als 60 m an das Ufer heran; in einzelnen Fällen wächst aber dieser Abstand bis über 100 m. Das darauf folgende Rifftal führt erst wieder in 100—120 m Entfernung von dem Kamm des zurückliegenden Riffs auf den des nächstfolgenden, auch hier wird der durchschnittliche Abstand von 110 m zuweilen um 40 m überschritten. Zur näheren Erläuterung sei auf die Profile auf Tafel II verwiesen. Wie aus dieser Profilreihe ferner hervorgeht, liegen die Sandriffe durchaus nicht immer dem Ufer genau parallel, sondern häufig verwächst das oberste derselben lokal mit dem eigentlichen Strandwall, um sich an anderer Stelle so weit vom Ufer zu entfernen, daß in dem erweiterten Abstand ein neues Riff auftritt. Je nachdem aber die Riffe näher oder weiter vom Strande entfernt sind, ist die Tiefenlage ihres Kammes unter Mittelwasser geringer oder größer. Die ufernahen Riffe reichen 0,2—0,5 m an Mittelwasser heran, das darauf folgende erste Rifftal erreicht 1—2 m Tiefe; der in 60—100 m Abstand verlaufende Riffkamm hält sich in 0,5—1 m Tiefe und bleibt selten unter 1 m zurück, das seeseitig davon gelegene Rifftal aber geht immer unter 2 m Tiefe hinab und weist sogar bis 4 m Tiefe auf. Allen in der See Badenden ist dieses Rifftal und das folgende, 1,5—2 m tief gelegene Riff bekannt, da man jenes überschwimmen muß, um zu diesem, der „äußersten Sandbank“ zu gelangen. Auch die Böschungsverhältnisse der Sandriffe lassen sich nicht so schematisch verallgemeinern, wie es nach der herangezogenen Darstellung z. B. von P. Lehmann den Anschein haben könnte. Die absoluten Werte des Böschungsverhältnisses sind, wie Otto für die von ihm untersuchten Küstenstrecken gezeigt hat, sehr schwankende. Doch halten die Verhältniszahlen der steilsten seeseitigen Neigung (1 : 20, d. i. c. 2° 52′) mit denen der steilsten landseitigen Böschung (1 : 7, d. i. c. 8° 8′) keinen Vergleich aus. Durch diese Tatsache, wie auch durch die geringere relative Höhe des landseitigen Abfalles wird man aber leicht veranlaßt, diese Leeseiten im ganzen für steiler zu halten, als sie in Wirklichkeit sind, und die im Vorigen nach Lehmann genannten 30° könnten höchstens als allerseltenste Ausnahme und bei Kiesmaterial Geltung haben. Was aber das angeblich planmäßige Vorrücken der Riffe auf den Strand zu anbetrifft, so konnte von einem solchen an der von Otto untersuchten Küstenstrecke, welche während der Beobachtungsjahre 1907—11 bezüglich der Lage der Uferlinie

ungefähr im Gleichgewicht war, keine Rede sein. Vielmehr ließen sich einerseits Fälle aufweisen, in denen die Kammlinie sich während der ganzen Zeit der Beobachtung fast gar nicht verschoben hat (Tafel II, Profil km 0,0, km 10,0 usw.), während in anderen Fällen eine völlige Umgestaltung des Bodenreliefs eingetreten war, so daß im Laufe eines Jahres Riff und Rifftal ihren Platz vertauschten, wie bei Profil km 3,0 von 1909 auf 1910; doch ist dieser Fall seltener. „Ohne daß sich ein bestimmtes Prinzip erkennen ließe, verlegen die Riffe ihre Kämme bald see-, bald landwärts; hier bewahren sie den Abstand mit dem benachbarten Riff, dort streben sie weit auseinander oder schließen sich enger zusammen; wird während eines Jahres das Riff erniedrigt, und gräbt das Tal sich tiefer ein, so füllt es sich im anderen Jahr bei weiterer Erhöhung doch wieder aus und ebenso umgekehrt, kurz, es tritt uns in den Bewegungsformen der Riffe eine gewisse Regellosigkeit entgegen, die bezeugt, daß die jeweiligen lokalen Bedingungen den maßgebendsten Einfluß auf die Neubildung der Riffe ausüben . . . . . . . Viele der Beobachter landwärts wandernder Riffe mögen außer Acht gelassen haben, daß bei sinkendem Wasserstand die Uferlinie seewärts rückt und dadurch der Eindruck hervorgerufen werden kann, als seien die Riffe vorgerückt“ (Th. Otto). — Gleichwohl müßte es auch heute noch eine lohnende Aufgabe sein, durch längere Zeit hindurch fortlaufend die andauernden Formänderungen und Verlagerungen dieser Sandriffe zu verfolgen unter gleichzeitiger Aufzeichnung aller in Frage kommenden Faktoren (Wind- und Wellenrichtung und -stärke, Wellenhöhe und -länge, Material der Riffe usw.) Denn noch immer bleibt festzustellen, in welcher Beziehung die Sandriffbildung zum eigentlichen Brandungsvorgange steht. Th. Otto hat u. E. mit Recht darauf hingewiesen, daß die Interferenz von auflaufender Welle und Soogstrom der vorhergehenden Welle, welche Hagen, Krümmel, Braun und manche Anderen für die Entstehung der Riffe heranzogen, durchaus nicht immer nur an derselben Stelle eintritt, sondern die Wellenkämme ja fortschreiten; mit ihnen wandert aber auch die Interferenz der Welle mit dem Soogstrom in der Richtung gegen den Strand, um gleich darauf denselben Weg eine kürzere oder längere Strecke wieder zurückzuwandern. Es müßte also angenommen werden, daß sich die Interferenzbedingungen an bestimmten Stellen für die Bildung der Sandriffe besonders günstig gestalten. Das schien Otto in der Brecherzone der Fall zu sein. „Einen bestimmten Seegang vorausgesetzt, werden sich die Wellen immer in der gleichen Tiefe soweit gestaut haben, daß sie aus früher erörterten Gründen überbrechen müssen; dieser Vorgang wiederholt sich beim Auflaufen noch mehrmals. Es ist klar, daß unter dem brandenden Wellenkamm eine Störung der fortschreitenden, wie der rückläufigen Bewegung der Wasserteilchen eintritt; aber noch mehr, die brechende Woge kann möglicherweise zugleich am Boden

erosiv wirken und vielleicht zur Ausbildung des Rifftales beitragen, jedoch nicht des seeseits des Riffs befindlichen, wie es PASSARGE andeutet[91]), sondern der landseitig vom Riff gelegenen. Sind erst einmal die Riffe vorhanden, so muß über diesen flachen Bänken die fortschreitende Wellenbewegung naturgemäß die stärkste Störung erfahren, die Außenbrandung verschieden schwerer See stellt sich daher immer wieder in ungefähr derselben Entfernung von der Uferlinie ein: eben auf diesen Riffen. Neue Entstehungs- oder Umformungsbedingungen für die Riffe werden nur bei außerordentlich starken Stürmen eintreten, wenn der Meeresboden von Grund auf aufgewühlt wird. Derartige Stürme aber sind nicht allzuhäufig, treten sie aber ein, so rufen sie eine sprunghafte Umgestaltung der Formen hervor, . . . . . . Ein einziges Ereignis vermag nachdrücklichere Veränderungen hervorzurufen als langfristige dauernde Einwirkung — nicht die durchschnittliche Kraftwirkung, sondern die Höchstleistung ist oft der gestaltende Faktor von größerer Bedeutung.“ „Nachdrücklich entgegenzutreten ist der Meinung, als entspräche die Entfernung der Riffe den Wellenlängen und würde durch die Veränderlichkeit der letzteren auch die der ersteren bedingt, wie bei oberflächlicher Betrachtung der HAGENschen Theorie geschlossen werden könnte. Ein Vergleich des Abstandes der als verhältnismäßig beständig erkannten Riffe mit den gewöhnlich erreichten Wellenmaßen widerlegt aber diese Vermutung sofort.“ Aber auch die Höchstmaße der Sturmwellenlängen der Ostsee lassen sich, wie die von OTTO herangezogenen Beobachtungen von PROETEL über die Wellen bei Saßnitz zeigen, nicht direkt mit den Riffabständen (von 30—40, 60—80 und 100—150 m) in Beziehung setzen, und es bleibt mithin noch eine wesentliche Lücke in der Erklärung der Sandriffe auszufüllen.

### Allgemeines über Sandtransport und Sandabsatz in der Flachsee

Wenn man sich die Frage vorlegt, wie weit etwa die Strandsande, die auch die besprochenen Sandriffe zusammensetzen, in die Flachsee hinausreichen, so dürfte es nach HAGEN „keine gewagte Voraussetzung sein, daß der Sand, der von der seewärts gerichteten Strömung herabgeführt wird, nicht über diejenige Grenze hinaustritt, wo die Wellen ihn wieder in Bewegung setzen und ihn daher möglicherweise auch wieder nach dem Ufer zurückführen können“. Wie nun KRÜMMEL wiedergibt, muß nach LAPPARENT ein Strom mehr als 0,20 m (nach LYELL 0,15 m, nach HUNT nur 0,10 m) in der Sekunde stark sein, um noch feinen Seesand zu transportieren; und es ist unzweifelhaft, daß in gewissem, wenn auch örtlich verschiedenem Abstande vom Strande die Ausschläge der Wasserfäden unter der Welle eine solche Geschwindigkeit nicht mehr erreichen. Die Menge der von einer Strömung bewegten Sandkörner und Geschiebe ist aber — das gilt allgemein — viel weniger

von der Stoßkraft des Wassers an sich als von dem Wechsel dieser Stoßkraft nach Richtung oder Stärke abhängig. Bei ganz gleichmäßiger Strömung muß sich vielmehr bald ein Beharrungszustand einstellen, so zwar, daß die Sandkörner des Bodens nicht oder nur sehr wenig bewegt werden. „Wie in ruhender Luft und ruhendem Wasser“ — so hat ALFR. JENTZSCH einmal richtig bemerkt — „jeder Sand einen natürlichen Böschungswinkel einnimmt, welcher dem Grenzwert für das Rollen und Gleiten der Körner entspricht, so entspricht auch jeder Geschwindigkeit bewegten Wassers ein — natürlich sehr flacher — Winkel, über welchen hinaus Sand von bestimmter Beschaffenheit (spezifischem Gewicht, Größe, Gestalt und Reibungs-Coefficient der Körner) nicht mehr gehoben wird. Jeder Änderung der Wassergeschwindigkeit entspricht ein anderer Winkel. Beschleunigt sich also die Strömung zeitweise, so wird ein neuer Beharrungszustand angestrebt und bald herbeigeführt werden. In viel höherem Maße ist dies der Fall, wenn die Richtung einer Strömung sich ändert, weil dann die angestrebte Beharrungsebene die bis dahin bestandene im Winkel schneidet und schnell zerstört. Solche Veränderungen der Strömungsrichtung treten hauptsächlich ein: langsam durch das Anwachsen ablenkender Sandbänke, schnell und häufig durch das Wechseln der Wasserstände und des Windes, täglich zweimal in den offenen Meeren durch die Gezeiten. Auch an der gezeitenlosen Ostseeküste bewirken Winde eine Umkehr der Küstenströmung. Beispielsweise kam letztere bei Kolberg in den drei Jahren 1868—1870 an 300 Tagen von Osten, an 524 Tagen von Westen, während sie an 272 Tagen unmerklich war. Bei jeder Änderung der Strömung werden gewisse, derselben nicht angepaßte Teile der unterseeischen Sandböschung gelockert und die dadurch isolierten Sandkörner schweben nun, jedes einzelne der Stoßkraft des Wassers ausgesetzt, so lange im Wasser, bis sie an eine Stelle gelangen, wo ihre Fallgeschwindigkeit die Stoßkraft der Strömung und der zahllosen kleinen Wirbel überwindet. Die zunächst über dem Grunde fließende Wasserschicht ist in solchen Fällen reich mit Sand oder Schlamm belastet.“ Diese allgemeinen Bemerkungen über den Materialtransport durch Strömungen mögen vorerst genügen, da später insbesondere im Hinblick auf die Verhältnisse des tieferen Wassers darauf zurückzukommen sein wird.

Daß es in der Tat eine gewisse Grenze gibt, welche der den Strand und den anschließenden Meeresboden vor Flachküsten bildende Sand nicht überschreitet, hat HAGEN sehr auffallend vor der Insel Wangeroog gesehen, als er zur Zeit einer Springflut während der Ebbe dem zurücktretenden Wasser folgte und plötzlich die Sanddecke aufhören sah und den festen Klei- und Marschboden betrat, der ganz frei von Sand war. Hiermit hängt auch die Erscheinung zusammen, daß vor Pillau, wo die Ufer teils ganz aus sandigen Ablagerungen bestehen,

teils hoch mit Sand bedeckt sind, und wo auch das tiefe Fahrwasser über dem Sande sich hinzieht, dennoch der Grund der Reede, wie die an gehobenen Ankern haftenden Proben zeigen, nur zäher Ton und ganz frei von Sand ist. — Wenn man aber danach fragen wollte, wo denn der stetig vom Ufer her erzeugte Sand bleibt, wenn ihm durch die Bedingungen des Transports seewärts eine bestimmte Maximaltiefe gesetzt ist, so muß hier auf die Erscheinung des Küstenstroms und der Küstenversetzung zurückverwiesen werden, welche beide allem Detritus der Strandzone eine seitliche Verfrachtung sichern.

### 4. Weiteres über sandige Strandablagerungen

#### Die mineralogische Zusammensetzung der Strandsande

Das Material der Strandsande wechselt bezüglich seiner mineralogischen Zusammensetzung und auch gewisser biogener Beimengungen naturgemäß mit dem Gestein der jeweiligen Küsten und, soweit die letztgenannten Komponenten in Frage kommen, mit den biologischen Verhältnissen der benachbarten Gewässer. Was die mineralogische Zusammensetzung anbetrifft, so besteht das Material in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle in der Hauptsache aus Quarz mit je nach der Natur des näher oder ferner anstehenden Gesteines verschiedenen akzessorischen Beimengungen. Eine eingehende Untersuchung rezenter Küstensande ist bereits vor längerer Zeit von RETGERS[92]) empfohlen und ausgeführt worden. Neuerdings haben sich z. B. auch italienische Autoren mit solchen Arbeiten beschäftigt (ARTINI[93]), CHELUSSI[94])), mit besonderer Berücksichtigung der Herkunft der verschiedenen Mineralien, Untersuchungen, deren Übertragung auf fossile Verhältnisse von großem Nutzen für die Paläogeographie sein müssen.

Die Zerkleinerung der kristallinen Geschiebe der Grundmoräne an den deutschen Ostseeküsten entsendet Körner von Feldspat, Magneteisen und Glimmerblättchen in die neu entstehenden Strandsande; Kalkküsten liefern kalkigen Sand, der aber, von der Küstenversetzung und vom Küstenstrom verschleppt, mehr und mehr der Auflösung anheimfällt, dem Strandsediment also nur eine Lokalfärbung zu verleihen vermag. An Schreibkreideküsten (Ärmelkanal, Rügen) bilden die z. T. ausgezeichnet abgerundeten Feuersteinknollen charakteristische Gemengteile der Strandsedimente.

Infolge intensiver Wasseraufbereitung finden sich nicht selten ziemlich reine Mineralsande. An der indischen Küste bei Kap Comorin und an der Palkstraße kommen nach JOH. WALTHER stellenweise reine Granatsande vor. Einen dunklen, spezifisch schweren Sand, dessen Hauptbestandteil Granat ist, neben Magnetit, Epidot, Turmalin, Spinell, Korund und anderen Edelmineralien — eine echte feinkörnige Edelsteinküstenseife — sah KEILHACK[95]) unlängst in der Umgebung von Hambantota auf Ceylon

den Strand und die Stranddünen zusammensetzen, deren dunkle Farbe einen eigenartigen Eindruck erwecken soll. Vielleicht handelt es sich hierin um die vom Meere aufbereiteten Rückstände von Laterit. Vulkanische Gegenden liefern spezifische andere Mineralsande; so zeigt der Golf von Neapel bei Sorrent und auf Ischia Sanidinsand, bei Torre del Greco Olivinsand, bei Pozzuoli Magneteisensand. JOH. WALTHER und P. SCHIRLITZ[96]) konnten zeigen, daß das Meerwasser durch chemische Zersetzung die Grundmasse der betreffenden Laven ausätzt, so daß die porphyrisch ausgeschiedenen Sanidine und Olivine herausfallen, um dann bis zur Hälfte oder mehr des Ufersedimentes zu bilden. Granat- und Titaneisensande sah auch G. GÜRICH bei seinem letzten Aufenthalte in Ostafrika an der Küste etwa $^1/_2$ Tagereise südlich von Daressalam. Bänder von Titaneisensand erwähnte VON RICHTHOFEN aus dem Kalksand von Java. Magneteisensand fand BORNEMANN an der Westküste Sardiniens; NAUMANN berichtete über Streifen solchen Sandes von der flachen Küste von Yeddo, wo dieselben bei Kadsura 30 cm dick werden. Derartige Strandsande sind auch keine Seltenheit an unseren Ostseeküsten, wo das Material den kristallinen Gesteinen der Grundmoräne entstammt, welche z. T. an der Küste, z. T. auch am Boden der See selbst der Aufbereitung unterliegt; nach W. DEECKE[97]) erreicht der Erzgehalt in diesen Sanden bis zu 64%; hier wie in anderen Fällen dürfte der Wind die Aufbereitung dadurch wesentlich unterstützen, daß er bei Ebbe, bezw. wo diese, wie in der Ostsee fehlt, bei niederem Wasserstand die leichteren Quarz- und Feldspatkörnchen fortbläst. Diese dunklen, magneteisenreichen Sande der Ostseeküste sind übrigens stellenweise auch reich an Granat. Reiche ausbeutungsfähige Lager sind von der Atlantischen Küste von Canada im St. Lorenz-Golf bekannt geworden; ihr Erzgehalt soll aus zerstörten Noriten stammen. Diese Sande geben nach elektromagnetischer Aufbereitung ein recht brauchbares Produkt[98]). Eine Anzahl Funde von „titanhaltigem Magneteisensand“ hat BURKART[99]) angegeben; nach seiner Mitteilung habe schon 1861 NÖGGERATH Proben solchen Sandes, welcher 9—20 Fuß mächtig an der Meeresküste von Neuseeland auftritt, vorgelegt. F. VON HOCHSTETTER sah 1858 während der Novara-Expedition an der Westküste der Nordinsel von Neuseeland, besonders an der Küste der Provinz Taranaki, solchen Sand das Ufer bedecken; bei New Plymouth führt der Strand auf eine Länge von 20 km Magnetitsande, die verarbeitet worden sind; die reichsten Lagen der bis zu 4 m mächtigen Schichten enthalten 82% $FeO + Fe_2O_3$ und 8% $TiO_2$. Diese Sande entstammen dem bekannten Vulkan Mount Egmont. Magneteisensande der Küsten von Connecticut und von Rhode Island enthalten nach HUNT neben Quarz auch Granat. Am Strande zwischen St. Francisco und dem Puget-Sunde sollen Magneteisensande Gold und Platin enthalten. Goldführende

Strandsande werden von der pazifischen Küste von Nordamerika aus dem Staate Oregon und von Wladiwostok im östlichen Sibirien erwähnt. Auch ein großer Teil der Ostküste von Australien zwischen Newcastle und Brisbane enthält im Ufersande Gold, das auch gewonnen wird. Am ergiebigsten ist die Gegend zwischen dem Clarence- und Richmond-Fluß in Neu-Südwales, wo sich die Goldwäscherei besonders nach heftigen Stürmen lohnen kann[100]). Endlich sind seit langer Zeit goldhaltige Küstensande, deren Material die Wogen des Atlantischen Ozeans aus pliozänen Sanden aufbereiteten, an der portugiesischen Küste südlich von Lissabon bekannt; sie wurden nach P. CHOFFAT[101]) zuletzt von 1814—1826 ausgebeutet. Über Strandsande mit aus Serpentin stammendem Chromeisenerz hat R. PILZ[102]) kürzlich aus Britisch-Nordborneo berichtet. Vom lagerstättenkundlichen Standpunkt aus sind alle diese, nutzbare Mineralien enthaltenden Strandsande als „marine Seifen“ oder „Strandseifen“ zu bezeichnen, wobei indessen stets besonders zu untersuchen ist, ob die Aufbereitung lediglich marin erfolgte oder bereits eine fluviatile (eventuell gar äolische) Auslese vorherging, wie solches für einen Teil der genannten marinen Goldseifen sicher ist.

### Korallen-, Muschel- und Foraminiferensande

Daß die Küstensande um Koralleninseln und in der Nachbarschaft von Korallenriffen überhaupt zumeist aus den sogenannten Korallensanden, den abgerollten Bruchstücken von Korallen und anderen tierischen und pflanzlichen Riffbewohnern, bestehen, braucht hier nicht näher erläutert zu werden. Die Korngröße ihrer Komponenten schwankt in der Regel um 1—2 mm Durchmesser, welche vielfach wiederkehrende Durchschnittsgröße u. a. durch die Stärke der Tropenbrandung bedingt sein mag. Wie von den Reisenden oft berichtet wurde, wird der Zerkleinerungsprozeß durch die Brandungswelle in diesen Gebieten wesentlich erhöht, wenn größere Korallenblöcke, etwa der Gattung Porites, oder die schweren Tridacna-Schalen oder endlich bereits abgerollte Blöcke von Korallenkalk vom Wasser hin- und hergerollt als Mahlsteine dienen, bis schließlich ein gleichmäßig feinkörniger Kalksand entsteht. Diese Korallensande neigen sehr zu rascher Verkittung infolge der Wiederausscheidung des in den stark erwärmten Tagewässern des Strandes gelösten Kalkkarbonates, eine Erscheinung, auf welche wir in dem Abschnitt über die Korallenriffe zurückkommen werden. Außer den Bruchstücken der verschiedenen Riffbewohner nehmen übrigens stellenweise die im Flachwasser und zwischen den Tangen lebenden, dickschaligen, benthonischen Foraminiferen größten Anteil am Aufbau der „Korallensande“, wie SEMPER von den Palau-Inseln, DANA von australischen Küsten und Inselstranden, KRÜMMEL von den Bermudas berichten konnte.

Berühmt sind auch die schneeweißen Muschelsande vom Strande der östlichen Kanaren, die K. VON FRITSCH beschrieben hat und welche ähnlich auch auf Fernando Noronha vorkommen sollen. Mehr oder weniger mit Lavafragmenten vermischte Kalksande am Strande von Ascension sind nach uns vorliegenden, von der Deutschen Südpolar-Expedition 1903 gesammelten Proben (vergl. auch Fig. 44 auf S. 101) lokal zu einem äußerlich oolith-ähnlichen Gestein verhärtet, welches im Schliffe jedoch die nachträgliche Versinterung der abgerollten Fragmente von Molluskenskeletten usw. deutlich erkennen läßt.

An Foraminiferen reiche Strandsande sind äußerst weit verbreitet und nicht auf die Tropen beschränkt. Berühmt ist ihr Vorkommen in der Dog's Bay in Galway. Gleiches gilt von zahlreichen Punkten der Küste des europäischen Mittelmeeres. So liegt uns eine von R. EWALD gesammelte derartige Probe aus der Gegend von Villanueva del Grao bei Valencia an der spanischen Mittelmeerküste vor. Weitere Beispiele sind die von W. DEECKE[103]) erwähnten Foraminiferensande des adriatischen Ufers von Rimini und der tyrrhenischen Gestade bei Gaëta — MAX SCHULTZE konnte in einem einzigen Gramm feinen Sandes vom Molo di Gaëta nicht weniger als 5000 Foraminiferenschalen zählen —; ferner wimmelt es von Foraminiferen im halbvulkanischen Sande von Torre Gaveta und der Scuola di Miniscola bei Pozzuoli am Golfe von Neapel. „Die meisten dieser Gehäuse sind aber nach Absterben des Tieres an das Land geschwemmt. Sobald sich infolge von Verwesung eine auch nur ganz geringe Menge von Gas in den Schalen entwickelt, steigen sie auf und werden ans Ufer gespült."

Alle Küstensande — soweit sie noch keiner Verkittung durch irgend ein Bindemittel unterlagen — pflegen trocken sehr locker zu sein, da das Wasser alle feineren Komponenten ausgespült hat. Infolgedessen liefern sie auch so häufig das Material zum Aufbau von Dünen.

### Entstehung von Triebsand am Meeresufer

Am besten gangbar ist am Sandstrande in der Regel der durchfeuchtete Streifen zunächst dem Wasser; selbst Fuhrwerke können solche Strecken bei Niedrigwasser ohne Gefahr benutzen, — die berühmteste Fahrt dieser Art war wohl die der Königin Luise längs der kurischen Nehrung —, soweit nicht dort, wo Grundwasser aufquillt, Triebsandstellen, besonders in der feuchteren Jahreszeit, gefährlich werden.

Mit der Entstehung des Triebsandes, der ja als ein charakteristisches Merkmal größerer Dünengebiete weite Verbreitung besitzt, hat sich zuerst ausführlicher G. BERENDT[104]) im Anschluß an seine Untersuchung der Kurischen Nehrung befaßt. Wenn nun zwar auch einige nebensächliche Momente seiner Auffassung sich durch neuere Unter-

suchungen als nicht haltbar erwiesen haben[105]), so ist damit doch, wie die neueren Darstellungen ohne Erfolg zu zeigen versuchen, die BERENDTsche Deutung des Phänomens keineswegs als abgetan zu betrachten, sondern in den Hauptsachen durchaus zutreffend zu nennen. „Triebsand im allgemeinen“ — schreibt dieser Autor — „ist die Mengung von Wasser und Sand, in welcher die einzelnen Sandkörnchen derartig verschiebbar zu einander sind, daß die Berührung, resp. die Reibung derselben untereinander durch dazwischen getretenes Wasser ganz oder fast ganz aufgehoben ist, so daß sie unter dem Drucke irgend eines schweren Körpers verhältnismäßig leicht ausweichen und hernach wieder zusammenfließen.“ Solcher Triebsand entsteht auf verschiedene Art; die gefährlichste Art — vom Westfuß der hohen Wanderdünen der Kurischen Nehrung berühmt —, wenn aus diesen Dünen stammendes Wasser im Sande mittels hydrostatischen Druckes aufsteigt; eine zweite Art, wenn lockerer Sand in horizontaler Richtung von Wasser durchströmt wird; eine dritte durch langsames Hinabgleiten oder allmähliches Hineinwehen von Sand in stehendes oder doch stilles Wasser. BERENDT und K. SOECKNICK[106]) haben Triebsand auch künstlich nachgeahmt.

Für unsere vorliegende Darstellung kommt zunächst als am leichtesten verständlich die zweite Art der Triebsandbildung, durch horizontal strömendes Wasser, in Frage. Die Bedingungen für dieselbe sind z. B. dort gegeben, wo zum Meere abfließende Bäche das sandige Material eines Strandwalles oder am Strande aufgeweichten Sand mühsam durchsickern müssen, wie es BERENDT seinerzeit vom Garbseider Bach bei Eisseln, halbwegs zwischen Neukuhren und Cranz an der Samländischen Nordküste, beschrieben hat. Auch die Kurische Nehrung weist an ihrem Ostseestrande untergeordnete Vorkommnisse dieser Art auf. So sickert nach ZWECK an den „Korallenbergen“ das Wasser z. T. über dem Strande oder in gleicher Höhe mit ihm von dem anstehenden Geschiebemergel, um sich durch den Strandsand den Weg zum Meere zu suchen. Dieser Sand wird nun zwar nicht gerade bis in tiefere Schichten aufgelockert; aber die Triebsandbildung durch das die oberen Lagen in ungefähr horizontaler Richtung durchsickernde Wasser ist doch unverkennbar. Eine ganz ähnliche Erscheinung findet statt, wenn im Frühjahr die Schneeschmelzwässer, die oberen Sandschichten des Strandes durchsickernd, zum Meere gehen. Triebsand entsteht am Meere aber auch, wenn bei hohem Seegang und (bei Auftreten von Gezeiten) bei Flut auf den Strand getriebenes Meerwasser durch Strandwälle abgesperrt wird und, diese durchsickernd, sich mühsam den Rückweg zum Meere suchen muß. Die Tiefe dieses Triebsandes hängt naturgemäß von der Höhe des betreffenden Strandwalles ab; ZWECK gab sie für die Kurische Nehrung mit ihren ja nur wenig hohen Strandwällen zu 30—60 cm an.

Aber auch hydrostatisch aufsteigendes Wasser erzeugt bei höherem Seegange an der Küste oft gefährlichen Triebsand. Die Erklärung dürfte folgende sein. Wie allgemein bekannt ist, findet der Meeresspiegel seine Fortsetzung in dem Grundwasserspiegel des benachbarten Landes. Wenn hohe Brandung den Spiegel des Meeres periodisch hebt und senkt, muß auch das Wasserniveau im Innern der Strandsandanhäufungen sich entsprechend heben und senken. Nicht selten wird dementsprechend beim Auflaufen der Wellen unter günstigen Verhältnissen das Wasser durch den Sand so stark emporgepreßt, daß es gleichsam Springbrunnen kleinster Art bildend, aus dem Sand emporsprudelt. Auf die gleiche Weise können sich bei ansteigender Flut Vertiefungen hinter einem Strandwall, ohne daß das Wasser über diesen hinübergeschlagen wäre, von unten her mit Wasser füllen. Daß durch dieses Emporquellen des Wassers aus tieferen Lagen der Sand zu Triebsand aufgelockert werden muß, ist leicht verständlich, und daß diese Art des Triebsandes am Meeresufer durchaus nicht ungefährlich ist, zeigen Erfahrungen am Ostseestrande der Frischen und Kurischen Nehrung. „Ich habe“ — schreibt ZWECK — „dies selbst zu erproben Gelegenheit gehabt, als ich im Frühjahr 1902 den Weg zwischen Preil und Schwarzort“ (auf der Kurischen Nehrung) „mit einem Fuhrwerk an der See zurücklegte. Ich überredete den Kutscher, auf dem festen Sande am Rande der Seespülung zu fahren, weil dem Pferde das Durchwaten des losen Sandes weiter oberhalb auf dem Strande gewaltige Mühe verursachte . . . . .; plötzlich sank das 5 Fuß 2 Zoll große Pferd bis an die Brust in aufgelockerten Sand, und nur der Stärke des Tieres war es zu danken, daß es sich glücklich herausarbeitete. Daß schwerere Unglücksfälle nicht ausgeschlossen sind, beweist ein Erlebnis des Dünenaufsehers Wermter in Strauchbucht, dem ein Pferd am Strande der Frischen Nehrung bis an den Rücken einsank.“

### Bildung von Scolithus-ähnlichen Röhren durch in Strandsanden aufsteigende Luftblasen und verwandte Erscheinungen

Hier wäre des weiteren einer Erscheinung zu gedenken, welche keinem aufmerksamen Strandwanderer entgeht, wenn er das Spiel der Wellen am flachen Seestrande beobachtet. Wo das Wasser einer aufgelaufenen Welle abläuft, entstehen in der Regel zahlreiche runde Öffnungen von geringem Durchmesser. Die vielfach verbreitete Meinung, es handele sich um Wohnungen kleiner Tiere, die sich am Grunde einer jeden Öffnung aufhielten, — Organismen mit solcher Lebensweise gibt es ja in der Tat in den verschiedensten Tiergruppen (wie bei den Würmern, Crustaceen) — ist nicht stichhaltig, denn vergeblich gräbt man in der Regel nach, das vermeintliche Tier zu suchen [107]). In Wirklichkeit handelt es sich vielmehr um das Aufperlen der in dem trockenen Sande eingeschlossenen

Luft, die durch das teilweise Einsickern des Wassers der Welle ausgetrieben wird. Die Erscheinung ist selbstverständlich lange bekannt und vielfach beschrieben worden, so daß es überflüssig erscheinen könnte, ausführlicher an dieser Stelle über sie zu reden. Indessen haben schon manche Autoren die unter dem Namen Scolithus bekannten kambrischen Problematika auf solche aufperlende Luftblasen zurückführen wollen, und diese Frage ist neuerdings von A. G. Högbom[108]), offenbar ohne Kenntnis jener älteren, allerdings sehr zerstreuten Literatur[109]), wieder in gleichem Sinne behandelt worden, so daß diese Vorgänge als aktnelle Beispiele für auch früher stattgehabte Erscheinungen doch bei allen Geologen allgemeinerem Interesse begegnen dürften. Wir folgen zunächst den Beobachtungen von Högbom an der Holländischen Küste in der Nähe von Kattwiik, Wiik am Zee und Egmond am Zee, da sie alles Wesentliche enthalten. Derselbe schreibt: „Als ich eines Morgens bei sinkendem Wasser eine Wanderung am Ufer machte, beobachtete ich zahlreiche vertikalstehende feine Löcher in dem eben vom Wasser verlassenen Uferwall, und zwar besonders auf seinem höchsten Kamm, wo sie so dicht standen, daß ich hier und da bis gegen hundert auf einer Fläche von 1 $dm^2$ rechnen konnte. Die Ähnlichkeit mit den Scolithen des südschwedischen kambrischen Sandsteines, wenn sie im Querschnitt gesehen werden, fiel mir sogleich ein. Ich suchte aber vergebens nach den Anneliden oder anderen Organismen, welche den Sand so durchlöchert hatten. Da diese, wenn einmal da, in der kurzen Zeit von höchstens ein paar Viertelstnnden nicht gern ganz verschwinden könnten, schien mir eine andere Bildungsweise dieser Löcher anzunehmen zu sein, und ich paßte deshalb die Gelegenheit ab, bei den zunächst folgenden Flutzeiten nachzusehen, ob die Erscheinung wieder hervortreten würde. Dies traf auch ein, indem die von dem unteren Wall" (= normaler [Sommer-]Strandwall!) „abgeschwächten Brandungswellen den oberen Wall" (= Sturmstrandwall!) „mit einer dünnen Wasserschicht überfluteten und dabei die Luft aus dem trockenen Sandboden hinaustrieben. An den höchsten Teilen des oberen Walles, wo der Sand zu beträchtlicher Tiefe ausgetrocknet war, stiegen immerfort Luftbläschen hinauf, dabei senkrechte zylindrische Löcher im Sande bildend, die als Ausströmungskanäle dienten und sich nach unten verlängerten, in demselben Maße, wie das Wasser sich von oben in den Sand hineinzog. Der mit der ausströmenden Luft mitgerissene Sand wurde meistens durch das überflutende Wasser weggeführt; wenn aber dieses sich nur ganz langsam über den Uferwall bewegte, konnte der Sand sich um die Öffnung des Loches anhäufen, so daß sich ein kleiner Kegel mit einer kraterartigen Öffnung bildete. In anderen Fällen wurde der Sand durch die Luftblasen zur Seite getrieben, so daß ein kleiner Ringwall auf etwas größerer Entfernnng (5—8 mm) von der Öffnung entstand. Manche

Löcher wurden während des Fortganges des Prozesses durch Einschwemmung von Sand zugestopft und andere öffneten sich in der Nähe. Auffallenderweise traf auch ein, daß die zuerst gebildeten Löcher zu funktionieren aufhörten, ohne daß sie durch Sand von oben zugestopft worden waren. Die Durchmesser der Löcher waren meistens um 2 mm, ausnahmsweise jedoch bis 4 mm, die Tiefe erreichte gewöhnlich ein paar cm oder etwas mehr, aber Tiefen von 7—10 cm waren auch nicht selten. Die größten Tiefen, die ich messen konnte, waren 12—13 cm und wurden nur selten angetroffen. Sie gingen bis zu dem trockenen Sand hinab. Wahrscheinlich hatte die Mehrzahl der anderen diese Tiefe auch erreicht, aber war schon vor der Messung durch niedergeschwemmten Sand teilweise ausgefüllt. Die Korngröße des Ufersandes, der hauptsächlich aus Quarz bestand, war größtenteils 0,2—0,3 mm, und die Körner waren meistens rundlich. Zur Charakteristik der Luftlöcher ist noch zu bemerken, daß die gröberen unter ihnen zuweilen sich nach oben trichterförmig erweiterten, so daß die Mündung des Loches sich wie in einer kleinen Schale befand. Der Durchmesser dieser Schale konnte bis 1 cm erreichen, und am Boden der Schale war die Mündung des Loches in einigen Fällen von der oben beschriebenen kraterartigen Ausbildung“ . . . . . „Die oben beschriebenen Luftlöcher werden, nachdem Luft nicht weiter durch sie hinaufgetrieben wird, bald mit Sand gefüllt. Dies geschieht z. T. schon während der Überflutung des Sandwalles, indem das Wasser Sand mitschleppt, der in die Löcher hineinfällt, z. T. nach dem Rückzug des Wassers, wenn der Sand an der Oberfläche zu trocknen beginnt und durch den Wind über die durchlöcherte Fläche getrieben wird. Bei ruhigem Wetter werden die Löcher schon dadurch zugeschüttet, daß die Kohäsion des Sandes beim Trocknen aufhört. Wegen Verkittung mit den beim Verdunsten des Wassers hinterlassenen Meeressalzen können indessen die Löcher unter Umständen noch nach dem Trocknen des Sandes offen bleiben.“ So weit die klare Darstellung der Erscheinung durch Högbom, der wir nur weniges hinzuzufügen haben. Zunächst, daß die Erscheinung, wie man vielleicht annehmen könnte, nichts mit Ebbe und Flut, sondern lediglich mit dem Brandungsvorgange als solchem etwas zu tun hat; denn sie ist auch an den deutschen Küsten der Ostsee von der Lübecker Bucht an bis nach Memel etwas Alltägliches und von hier u. a. auch durch W. Deecke[110]), ebenfalls im Zusammenhang mit der Scolithus-Bildung, beschrieben worden; ja, am Strande des Oberen Sees in Nordamerika ist sie schon vor nunmehr bereits 70 Jahren von Desor[111]) beobachtet. Ferner sieht man solche Löcher auch vielfach, anscheinend neu, entstehen, wenn man auf dem vom Wasser unlängst verlassenen, aber bereits ausgetrockneten sandigen Uferstreifen entlang geht und denselben dadurch erschüttert. Die Erscheinung ist zunächst ver-

blüffend, da der Sand nach jedem Schritt, den man vorwärts geht, vor einem neue Löcher auftut. In Wirklichkeit ist der Vorgang wahrscheinlich der, daß hier unter einer durch auskristallisierte Meerwassersalze schwach verfestigten Sandlage bereits Sandröhren der früher beschriebenen Art vorhanden sind, welche nicht ganz bis oben durchgebrochen waren, in die aber, wenn der Tritt des Strandwanderers die schwach verfestigte Decke zerbricht, der Sand hineinrieselt, wodurch sie dann auch äußerlich in Erscheinung treten.

Es ist hier nicht der Ort, sich eingehender mit der Scolithus-Frage zu befassen. Gesagt sei nur, daß es sich nach den bisherigen Erfahrungen des Verfassers in den aus dem skandinavischen, nordamerikanischen und arabischen Cambrium beschriebenen Scolithus-Formen offenbar um sehr verschiedene Dinge handelt, die einerseits in der Tat in der von DEECKE, HÖGBOM u. a. angenommenen, eben beschriebenen Weise entstanden sein mögen, zum andern Teil aber tatsächlich die Produkte der Lebenstätigkeit gewisser Tiere darstellen, wie das DEECKE aus der Jetztzeit am Sandstrande des Darss z. B. von einem kleinen „Gammarus" beschreibt. Auch Talitrus saltator Mont. (locusta) bohrt, z. B. bei Greifswald, ca. 15—20 cm tiefe, vertikale, je nach dem Alter kleinere oder größere Löcher im Sandstrande[112]). Beide Entstehungsarten vertikal stehender Röhren sind im übrigen an Litorallokalitäten gebunden, und die Scolithus-Frage ist vom paläogeographischen Standpunkt aus daher nur einer eindeutigen Lösung fähig. Das zeigt auch das Zusammenvorkommen dieser fossilen Dinge mit anderen Litoralerscheinungen, wie schon A. G. NATHORST früher beschrieben und HÖGBOM neuerdings abermals ausgeführt hat.

Schließlich mag hier auch noch eine andere Beobachtung von HÖGBOM wiedergegeben werden, welche ebenfalls mit der durch einsickerndes Meereswasser hervorgerufenen Verdrängung der Luft aus dem Sande zusammenhängt. HÖGBOM schreibt: „Wenn ich über den von Flutwasser verlassenen Uferwall ging, fiel mir auf, daß er, besonders in seinen höchsten Teilen, wo die Luftlöcher vorkamen, ein fleckiges Aussehen zeigte, indem rundliche Flecke von meistens zwischen 6 und 12 cm Durchmesser durch eine etwas abweichende Farbe des feuchten Sandes hervortraten. Oft traten die Löcher innerhalb dieser Flecken reichlicher auf als in der Umgebung, es kamen aber auch Flecke vor, die keine Löcher zeigten. Die Entstehung dieser Flecke konnte ich später bei meinen Beobachtungen über die Bildung der Luftlöcher verfolgen. Es zeigte sich dann, daß während der Überflutung des vorher trockenen Sandwalles, auf seiner Oberfläche gleichzeitig mit und z. T. nach der Bildung der Löcher Anschwellungen entstanden, welche flach konvexe uhrglasähnliche Erhebungen von bis 1 dm Durchmesser und mehr erreichten. Bei vorsichtiger Durch-

schneidung fand man einen entsprechenden Hohlraum unter diesem Gewölbe. Die Dicke des Gewölbes war in den untersuchten Fällen gewöhnlich etwa 2 cm, und die Höhe des Hohlraums, welche der Höhe des Gewölbes einigermaßen zu entsprechen schien, betrug etwa 1 cm oder (in den größeren Flecken) etwas mehr.“ Wie es kam, daß die aus dem Sande durch das einsickernde Meerwasser verdrängte Luft nicht mehr unter Bildung vertikaler Entlüftungsröhren entwich, sondern sich im Innern der Sandablagerung an der Grenze zwischen dem durchfeuchteten und trockenen oder mit Wasser noch nicht gesättigten Sande ansammelte und jene Aufbeulungen der Oberfläche verursachte, hat Högbom nicht feststellen können, wenn es ihm auch gelang, die Erscheinung experimentell zu wiederholen. Es ist aber darauf hinzuweisen, daß H. Potonié[113]) bei seinen Untersuchungen über die Neubildung einer Insel im Ögelsee in der Provinz Brandenburg — Untersuchungen, welche wir auch im I. Bande vergleichsweise herangezogen haben, — feststellen konnte, daß Sande von gewisser Korngröße, Packung und Wasserhaltung für Gase sehr schwer durchlässig sein können. Solche Bedingungen scheinen demnach auch am Sandstrande hin und wieder gegeben zu sein.

**Regentropfeneindrücke, Trockenrisse und Kriechspuren am Meeresstrande**

Beobachtungen über das Aufperlen von Luftblasen durch Sande und Tone und die hierdurch hervorgerufenen Gebilde, — natürliche, wie künstliche — sind übrigens an zahlreichen Stellen in der reichen Literatur über die sogenannten fossilen Regentropfeneindrücke niedergelegt, und beide Erscheinungen im fossilen Zustande häufig miteinander verwechselt worden, obwohl schon Ch. Lyell[114]) dieselben scharf auseinanderhielt. Jedenfalls geht es keineswegs an, das Vorkommen fossiler Regentropfen überhaupt zu leugnen, wie z. B. H. G. Bronn wollte. Wichtiger für unsere augenblicklichen Betrachtungen ist das häufige Vorkommen echter rezenter Regentropfeneindrücke in der Litoralzone; schon Lyell konnte sie in den 40er Jahren des vorigen Jahrhunderts z. B. am Strande der Fundy-Bai in Canada beobachten, und Verf. war 1913 in der Lage, diese Beobachtung an der gleichen Lokalität zu wiederholen. Eine Probe von dort ist in Figur 39 abgebildet. Auch die Steilküste des Samlandes mit ihren in Schlammströmen abfließenden Geschiebemergeln bietet häufig Gelegenheit, solche Dinge zu sehen, und zwar in allen Übergängen von den oft stark vertieften Formen mit den kraterwallartig erhobenen, scharfkantigen Rändern, wie sie sich in den feinsten Abschlämm-Massen entwickeln, bis zu den mehr indifferenten, durch Überwehung mit Sand oder durch sandige Natur des Materials überhaupt verwischten, flachen Vertiefungen. Festzustellen ist aber auch, daß rezente, wie fossile Regentropfeneindrücke durchaus nicht etwa auf das

Litoral des Meeres beschränkt sind, sondern überall dort sich finden können, wo mehr oder minder feinkörnige, tonige Massen von gewissem Feuchtigkeitsgrade dem Auftreffen mehr vereinzelt fallender Regentropfen unterlagen.

Das gleiche gilt übrigens auch für die Trockenrisse und Tondüten oder -Rollen, die entstehen, wenn solche tonige Schlamm-Massen vollkommen austrocknen, und schließlich auch für die Kriech- und Lauf-



**Fig. 39.**
**Rezente Regentropfeneindrücke auf feinsandigem rötlichem Ton in nat. Größe. Strand der Chicnecto-Bucht bei Joggins Mine. Fundy-Bai, Neu-Braunschweig, Canada. ANDRÉE leg. 1913.**

spuren, welche nicht nur festländische, sondern auch Meerestiere, wie Meeresschildkröten, Einsiedlerkrebse (Tafel III) u. a. im Litoral erzeugen; alles Bildungen, denen der Geologe so häufig im fossilen Zustande begegnet, ohne die Möglichkeit zu besitzen, entweder eindeutig auf litorale oder aber kontinentale Bildungsbedingungen zu schließen.

### Sandkegel als Litoralgebilde

Hier möge endlich noch eine letzte Erscheinung des Litorals kurz besprochen sein, welche ebenso wie ein Teil der soeben beschriebenen Vorkommnisse den Geologen und Paläogeographen vom Standpunkte der Aktualitätslehre aus interessieren muß. Es handelt sich um die sogenannten Sandkegel, deren Entstehung erstmalig W. DEECKE[115]) am Strande des Darss, an der Grenze von Pommern und Mecklenburg, verfolgen konnte. Hier wechseln am Fuße der ersten Düne, im obersten Abschnitte der sogenannten Vordüne, grober Sand und dünne, kohlige,

schwach kalkhaltige, feinsandige Lagen miteinander ab. Die Oberfläche war im Spätsommer 1906 mit einem System von äolischen Wellenfurchen bedeckt. Auf sie ging einen Tag lang ein kräftiger Regen nieder. Nach diesem Regen war der grobe Sand schon nach 12 Stunden wieder so trocken, daß er flog. Nur die dunklen Lagen blieben zunächst hart und feucht. Als aber auch hier das Trocknen einsetzte, zeigte sich die ganze Schicht in lauter regelmäßig konzentrisch schalige Partien zerlegt, deren Mittelpunkte sich in den Tälern der alten Windfurchen anordneten (Fig. 40). Diese Gebilde erwiesen sich nun als umgekehrt kegel- oder zapfenförmig, als der Wind sie von dem umgebenden, trockenen Sande befreite. Von den Tälern der Wellenfurchen aus, in denen neben gröberem Sande vor allem Kohle und Staub sich im Windschatten angesammelt hatten, war das Wasser in die Tiefe gesickert, aber nicht

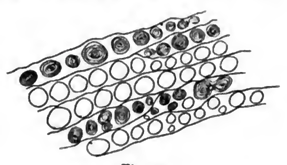


Fig. 40.
Aufsicht von oben auf ein System äolischer Wellenfurchen mit konzentrisch gebauten „Sandkegeln“ am Sandstrande des Darss, Vorpommern. Nach W. Deecke in Centralbl. f. Mineralogie usw. 1906, S. 722, Fig. 1.

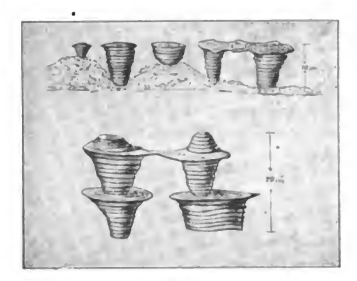


Fig. 41.
„Sandkegel“ am Sandstrande des Darss, Vorpommern, durch Winderosion freigelegt. Nach W. Deecke in Centralbl. f. Mineralogie usw. 1906, S. 723, Fig. 2, 3.

gleichmäßig, sondern von einzelnen Punkten aus. Deecke hat angenommen, daß die konzentrisch-schalige Anordnung durch Kapillarspannung des Wassers entsteht; wie das Wasser seitwärts sich ausbreitet, wächst die Kugel zu einer bestimmten Größe. Beobachtet wurden Durchmesser bis zu 7 cm. „Dann überwindet schließlich die Schwere die Kapillarspannung und es geht aus der Kugel durch Ein-

sickern die Tuten- oder Kegelform hervor." Diese Kegel (Fig. 41) hatten etwa 10 cm Höhe. Gelegentlich hatte aber die Feuchtigkeit eine zweite, ja dritte dunkle Sandlage erreicht und sich in dieser wieder horizontal verbreitet, so daß manche Kegel mit einem Kragen versehen waren, der oft durch eine ganze Gruppe gleichmäßig hindurchging. Es schien DEECKE, daß die Auflösung von Kalkschalen (Mytilus) in dem Humusmulm der dunklen Lagen (— die Schalen erwiesen sich als völlig brüchig und angefressen oder es waren überhaupt nur noch Reste der hornigen Epidermis vorhanden —) und eine Wiederausscheidung dieses Kalkes in den zuletzt trocknenden Kegelpartien die verhältnismäßig feste Konsistenz derselben bedingten.

Seit diesen ersten Beobachtungen von DEECKE ist es dem Verfasser der vorliegenden Darstellung gelungen, fossile Vergleichsobjekte dieser eigenartigen rezenten Litoralgebilde aus verschiedenen Sandsteinformationen (unterkambrischer Quarzit von Bornholm, kambrischer Potsdam-Sandstein von Ontario, oberes Unterdevon von Marburg an der Lahn) bekannt zu geben[116]), deren litorale Entstehung teilweise auch durch andere Erscheinungen sicher gestellt ist. Wenn nun auch die Bedingungen der Entstehung dieser „Sandkegel", wie sie DEECKE beobachtet hat, ebensogut in festländischen Sedimentationströgen einmal zusammentreffen mögen — so beobachtete Verf. im letzten Herbst Ansätze zu solchen Bildungen ebenfalls nach starken Regengüssen auf den Kuppen der hohen Wanderdünen der Kurischen Nehrung, und sandsteinkegelähnliche Gebilde liegen ihm auch aus dem deutschen Buntsandstein vor — so dürften sie doch am häufigsten im Litoral gegeben sein, und es wäre äußerst wünschenswert, wenn die Beobachtungen von DEECKE einmal wiederholt und fortgeführt werden könnten.

### „Tönender Sand" am Meeresstrande

An dieser Stelle mag auch einer, vielfach an Strandsande gebundenen Erscheinung gedacht werden, obwohl sie eigentlich mehr physikalisches als geologisches Interesse beansprucht. Das ist der „klingende" oder „tönende Sand" (musical, sonorous oder singing sand der englischsprechenden Autoren), dessen Vorhandensein aufmerksam beobachtenden Strandwanderern, wie Geologen und Geographen, kaum entgeht. Die Erscheinung ist nichts etwa nur marinen Küstensanden Eigentümliches, sondern findet sich, wie zahlreiche Beobachter festgestellt haben, ebenso in gewissen Wüstensanden, gewissen vulkanischen Aschen, manchen limnischen Seesanden usw. Aus der umfangreichen Literatur können aber hier nur einige Arbeiten berücksichtigt werden, und zwar nur die wichtigsten derjenigen, die sich mit dem „Tönen" mariner Küstensande beschäftigen[117]). Dabei soll besonders auf die eingehende Arbeit von PAUL DAHMS[118]) Rücksicht genommen werden, der sich

nach Verarbeitung der Literatur vor allem mit den Vorkommnissen der deutschen Ostseeküste beschäftigte. Die landläufige Beobachtung ergibt, daß am Strande nicht selten ebene Sandflecke mit ziemlich fester Oberfläche auftreten, die einen eigentümlich schrillen, kreischenden Ton von sich geben, wenn man etwas trägen, schleifenden Schrittes darüber hinweggeht. Diese Beobachtung ist schon vor mehr als einem halben Jahrhundert z. B. von HUGH MILLER auf der Insel Eigg in der Bai von Laig an der Westküste von Schottland, von N. GIRSCHNER am Strande von Kolberg in Pommern gemacht und seither von zahlreichen Autoren, wie z. B. L. MEYN, G. BERENDT, P. DAHMS, FR. SOLGER und dem Verf. (durch letzteren auf der Kurischen Nehrung, von wo schon BERENDT Diesbezügliches berichtete, und am Strande des Samlandes) wiederholt worden. Einige der Genannten wollten das Klingen des Sandes darauf zurückführen, „daß dieser ursprünglich von Salzwasser durchtränkt war und nun austrocknete. Dabei verdunstete das Wasser, das Salz wurde ausgeschieden und zwar ganz vorwiegend an der Oberfläche. Die kleinen Salzkriställchen verbinden infolgedessen die oberflächlichen Sandkörner zu einer Art Kruste, und wenn der Fuß darüber hinstreift, bewirkt das Zerbrechen dieser Kriställchen den kreischenden Ton. Wenn man vorsichtig die oberste Haut solcher Sandflecke abhebt, kann man sich auch durch den Geschmack von dem Salzgehalt überzeugen“ (SOLGER). Diese Erklärung ist indessen nicht stichhaltig, da sie in den zahlreichen Fällen sofort versagen muß, wo von einer Beteiligung von Salzkristallen keine Rede sein kann. Über das Tönen des durch Granat- und Magnet-Titaneisenkörner gefärbten „Streusandes“ von Kolberg schrieb GIRSCHNER: „Geht man zu gewissen Zeiten (denn das Phänomen tritt keineswegs immer auf) durch denselben, so hört man das tönende Klingen, namentlich wenn man mit dem Fuße in schiefer Richtung stößt, genau so, wie es MILLER beschreibt. Nach einiger Übung ist man imstande, diese merkwürdigen Töne so laut und schrillend werden zu lassen, daß sie weithin hörbar sind. Bezeichnend für dieselben möchte auch sein, daß meine Kinder, im Sande spielend, sie „Sandmusik“ nannten“. Zahlreiche Fundorte für „klingenden“ Sand hat G. BERENDT angeführt, so außer der schon genannten Kurischen Nehrung den Strand des Samlandes und der Frischen Nehrung, den Danziger Strand, zahlreiche Stellen der Pommerschen Küsten, bei Rügenwaldermünde, Kolberg und Heringsdorf, auf Usedom, schließlich den Darss nahe der mecklenburgischen Grenze. Auch auf der Insel Bornholm, an der dänischen Küste und in zahlreichen Seebädern der englischen Nordseeküste ist die Erscheinnng nicht nnbekannt und wohl überhaupt weit verbreitet. Während die Sande der Ostseeküste, wie DAHMS angibt, im allgemeinen nur dann tönen, wenn man sie in situ beobachtet, zeigte C. CARUS-WILSON in einigen ein-

gehenderen Untersuchungen, daß es einerseits in der Natur tönende Sande gibt, die man im Laboratorium durch Bearbeitung mit einem harten Stößel in einer glasierten Tasse zum Klingen bringen könne, wie es anderseits gelinge, in der Natur nicht klingende Sande klingend zu machen, indem man sie durch Sieben auf gleiche Korngröße bringe und vor allem die feinen Teilchen, auch durch Kochen in Säure, entferne. Durch diese künstliche Behandlung erhält man schließlich einen Sand, der in gewissen glasierten Gefäßen einen musikalischen Ton gab, und zwar so klar, wie jeder andere bekannte tönende Sand. Die gröbsten Körner geben die tiefsten Töne, und nach diesen Untersuchungen von Carus-Wilson, die insbesondere an den Sanden der Studland-Bucht in Dorsetshire angestellt wurden, liegt es nahe anzunehmen, daß es die einzelnen abgerundeten Sandkörner seien, welche, durch die mechanischen Insulte in Schwingungen geratend, die fraglichen Töne erzeugen. Ähnliche Verhältnisse wie die Studland-Bucht zeigen zwei Buchten in Neuengland, die eine bei Manchester, Mass., die andere in der Nähe von Small Point, Maine. Von Felswänden eingeschlossen, fehlt ihnen jeglicher Wasserzufluß, der Schlickmassen zuführen könnte, und die Sande sind daher sehr rein und frei von kleinen anhaftenden Teilchen. Lange Zeit war in Nordamerika der „Singende Strand“ (singing beach) von Manchester -by-the-Sea das einzigste Beispiel für das Vorkommen von klingendem Sand, bis zwei amerikanische Autoren, A. C. Bolton und A. Julien, sich für das Zustandekommen der Töne interessierten. Mit Hilfe des „Smithsonian Institution“ und seiner Korrespondenten sammelten sie überall Proben von Sand, und ihr Verzeichnis von solchem, der Töne gab, weist jetzt über 100 Fundorte auf; bereits nach kurzer Zeit des Sammelns konnten sie allein für die atlantische Küste der Vereinigten Staaten deren nicht weniger als 74 nachweisen. Die Bedingungen, die Bolton und Julien für das Zustandekommen von Tönen bei Sanden verlangen, decken sich im allgemeinen mit denen von Carus-Wilson. Auch sie setzen Sauberkeit, Staubfreiheit und gleiche Größe der gut gerundeten Körner voraus, deren Durchmesser sie bei der Mehrzahl von ca. 130 Proben tönender Sande zu 0,3—0,5 mm bestimmten; doch halten sie ein bloßes Reiben der Sandkörner aneinander nicht für genügend für das Zustandekommen eines hörbaren Tones, selbst wenn Millionen von Oberflächen sich gleichzeitig dabei beteiligten. Nach ihrer Annahme wäre es vielmehr für die größere Freiheit zu einer oszillierenden Bewegung der einzelnen Körner von Bedeutung, daß dieselben durch Häutchen von verdichteter Luft umgeben sind, welche wie elastische Kissen wirken. Wird der Sand irgendwie befeuchtet und dann getrocknet, so lagern und kondensieren sich Luft oder Gase, die vordem durch das Wasser verdrängt wurden, wieder auf seinen Oberflächen und bilden jene Häutchen, die trotz ihrer

Dünne ausreichen, um den Individuen genügend freies Spiel zu gestatten, wenn sie durch eine Störung in Schwingung versetzt werden. Diese Durchfeuchtung besorgen am Seestrande die Wellen oder der Regen, in der Wüste starker Nachttau. Werden die Gase entfernt, so wird der Sand „stumm"; auch durch die Einwirkung von Hitze, Reibung und Schlag wird er „getötet" (killed), während ungestört gebliebene Proben von tönendem Sand ihre akustische Eigentümlichkeit jahrelang beibehielten. Mit den Ergebnissen von CARUS-WILSON und von BOLTON und JULIEN stehen die von DAHMS an Strandsanden der Ostsee gewonnenen nur z. T. in Einklang; indessen müssen wir uns hier darauf beschränken, seine Ergebnisse lediglich anzuführen: „Für den Sand der Ostseeküste und besonders den aus der Umgebung von Danzig läßt sich das Zustandekommen des Tönens auf zweierlei Weise nachweisen. Einmal, und zwar in den meisten Fällen, handelt es sich um das Zerstören einer besonders dichten Packung der Körnchen, entstanden unter Einwirkung von Wasser — besonders von Seewasser. Die Kapillarattraktion läßt diese dicht aneinandertreten und diese Anordnung auch nach Verdunsten des Wassers vorläufig beibehalten. Erst wenn einwirkende Wärme die Körnchen sich dehnen läßt, wird die oberflächlich gebildete, und als solche nachweisbare Sandhaut gesprengt, so daß diese sehr dichte Lagerung verloren geht. Diese oberflächliche Haut, welche die Sandindividuen zusammenpreßt und verfestigt, wird durch den Fuß des Strandwanderers zerstört, und es entstehen ähnliche Geräusche, wie beim Zinngeschrei oder dem Rauschen der Seide. Andererseits werden durch den Wind die größeren, besonders gut gerundeten Quarzkörnchen von dem feinkörnigeren, leichteren, unregelmäßiger geformten Sande befreit und zusammengetrieben. Es entstehen Kräuselmarken" (d. s. Wellenfurchen), „die meist die Stellen guten Tönens verraten. Wie ich vermute, liegen auch in diesem Falle die Körnchen besonders dicht zusammen, so daß bei der gewaltsamen Zerstörung ihres Lagers der Ton in ähnlicher Weise hervorgerufen wird, wie bei dem durch das Wasser dicht gelagerten Material. Kräuselmarken auf frisch getrocknetem Sande bezeichnen Stellen besonders kräftigen Tönens. Auch kräftige Erwärmung und Frost lassen die Körnchen aneinander haften oder dichter zusammentreten. Feuchte Sandlager im Untergrunde verstärken die erzeugten Töne. Diese hängen ihrer Höhe nach von der Geschwindigkeit ab, mit der der ganze Sandkomplex in Schwingungen gerät, bezw. zerstört wird. Es findet demgemäß in diesem Falle kein Zustandekommen der Töne dadurch statt, daß die Körnchen sich einzeln für sich bewegen und ein Zusammenwirken ihrer Schwingungen den Ton erzeugt". — So sind wir denn trotz mehrerer eingehender Untersuchungen von einer einheitlichen Lösung des Problems der „tönenden Sande" noch entfernt, welches gleichwohl hier nicht übergangen werden sollte, da mancher Leser dieses

Buches Gelegenheit haben wird, weitere Beobachtungen anzustellen und vielleicht zu einer allerseits befriedigenden Lösung der Frage beizutragen.

### Jugendliche Verkittung von Strandsanden

Jugendliche Erhärtungen von Strandsanden hat schon FORCHHAMMER vom Nordseestrand beschrieben. In der Regel handelt es sich um Verkittung durch kohlensauren Kalk, der wohl aufgelösten Molluskenschalen entstammt. Auch durch Eisenhydroxyd verkittete Sandpartien, vielfach reich an rezenten Bivalvenschalen mit noch erhaltener Färbung, sind an der Nordsee sehr häufig, gehen jedoch in der Regel wohl auf die Verrostung in den Sand geratener Eisenteile, Anker, Nägel usw. zurück und können in solchem Falle nicht eigentlich als natürliche Bildungen betrachtet werden. Es ist äußerst bemerkenswert, auf welche weite Entfernung hin ein relativ kleines Stück Eisen beim Verrosten den umliegenden Sand zu verkitten vermag. Übrigens findet sicherlich auch auf rein natürlichem Wege Bildung mariner Sandsteine mit eisenhaltigem Bindemittel statt. So kann man am Nordstrande des ostpreußischen Samlandes beobachten, wie Strandsedimente durch Quellwässer, welche aus dem Geschiebemergel des Steilufers z. T. unter dem Ostseespiegel austreten, mit einem eisenhydroxydischen Bindemittel versehen werden, ein Fortgang der „Verkrantung“, welche schon gewisse Horizonte der unteroligozänen Bernsteinformation, aber auch jüngerer tertiärer und diluvialer Schichten des Uferprofils sekundär erlitten haben. Bemerkenswert hierbei ist, daß die Farbtöne dieser im allgemeinen gelbbraunen Eisenrinden der Gerölle gelegentlich, so im trockenen Frühjahr 1918, in deutliches Rot umschlagen; wodurch wohl der Beginn der Entwässerung der Eisenverbindungen unter dem Einfluß des erwärmten, wenn auch nur schwach salzhaltigen Wassers — die damals beobachteten Geröllablagerungen lagen unter Wasser — angezeigt wird[119]).

Hier mag auch die jugendliche „Riffsteinbildung“ angeschlossen werden, welche L. MEYN[120]) vom Süderwatt vor Cuxhaven beschrieben hat. Es handelt sich um lichtaschgrau gefärbte, weiche Mergel und grünliche Sandsteine mit der rezenten Nordseefauna. Dieser „festgewordene Theil des Watt mit seiner sandigen, thonigen und kalkigen Abtheilung“ —, denn es kommen auch durch einen foraminiferenhaltigen Sand verkittete Muschelbreccien vor, — zeigt in seinen sandigen Teilen Diagonalschichtung; und aus Mergelmasse bestehende zylindrische Körper im Sandstein lassen sich unschwer als die ausgefüllten Röhren der im Sande lebenden Würmer erkennen. Das Bindemittel ist, wie bei den oben erwähnten verkitteten Strandsanden kalkig. Es ist sehr wohl möglich, daß dasselbe, wie PHILIPPI meinte, „eine chemische Neubildung ist, die der sicher erhebliche Ammoniakgehalt des Wattenschlickes hervorgerufen hat“.

Jugendliche Verkittung muschelreichen Strandsedimentes wird auch am Lido von Venedig beobachtet (Fig. 42).

Eine Bildung von Kalksandsteinen, die nach dem Meere zu einfallen, auf dem Strande von Daressalam hat W. KOERT geschildert; hierbei handelt es sich um die Verkittung der reineren Sande. Im schlammigen Sand dagegen kommt es zur Bildung von Konkretionen,



Fig. 42.
Muschelreiches, jungverkittetes Strandsediment. Natürliche Größe. Lido bei Venedig. AL. TORNQUIST leg. (Original in der Allgemein-geologischen Sammlung des Geologisch-paläontologischen Institutes und der Bernsteinsammlung der Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr.)

die aus einem sehr harten, strukturlosen, einzelne Sandkörner einschließenden, dichten Kalk bestehen, den KOERT mit einem Ausdruck indischer Geologen als „Kunkur" bezeichnet. Ob es sich bei der Erzeugung des Kalkbindemittels um eine Wiederausscheidung von durch Kohlensäure gelöstem organischen Kalk oder um eine Ausfällung von Kalk handelt, müssen weitere Untersuchungen entscheiden.

Wohl nichts anderes als jugendlich verkittete Strandwälle sind die „Steinriffe", welche J. C. BRANNER[121]) von der Nordostküste Brasiliens beschreibt. Sie bestehen aus durch kohlensauren Kalk, z. T. mit etwas

Eisenverbindungen verkittetem Sandstein, der teilweise die Härte von Quarzit erreicht, sich aber im übrigen, auch in der noch mit ursprünglicher Färbung erhaltenen Fauna von Molluskenschalen usw., nicht von den rezenten Strandsanden unterscheidet. Solche Sandsteinwälle, deren Schichten mit geringen Winkeln (2 bis höchstens, aber selten 20°) gegen das Meer einfallen, begleiten die Küste von Ceará bis Porto Seguro auf eine Erstreckung von 1250 (englischen) Meilen. Meist hängen sie an einem Ende, wenigstens bei Ebbe, mit dem Lande zusammen, während das freie Ende vor einer Flußmündung, einer Bucht oder einem Ästuar



Fig. 43.
Knollenförmige, von Wurmröhren zusammengehaltene Massen von Strandsediment. Strand eine Meile nördlich von Bahia Formosa, Küste von Brasilien. Nach J. C. BRANNER in Bull. Mus. Comp. Zool. vol. XLIV, 1904, Tafel 25.

liegt. Es scheint sich demnach um eine Häufung von Hakenbildungen oder Nehrungen im Kleinen zu handeln. Die langen, geraden Wälle sehen wie künstlich gemauerte Dämme aus, was schon CH. DARWIN aufgefallen ist, der das Riff, hinter welchem der Hafen von Pernambuco liegt, sah und dessen Zusammensetzung bereits richtig erkannte [122]). Dieser Wall wird gegen die starke Brandung nicht nur durch Bewachsung mit Tang geschützt, sondern teilweise auch durch Überzüge von Serpula-Röhren und Nulliporen. Knäuel von Wurmröhren bedingen den Zusammenhalt von Sandmassen in knollenartigen Formen (Fig. 43), die sich indessen im frischen Zustande mit dem Hammer leicht zertrümmern lassen; diese Gebilde wachsen nur auf harter Unterlage. Die Verkittung der Sande durch Kalk hängt z. T. wohl mit der starken Erwärmung des Wassers zusammen. Anderseits ist darauf hinzuweisen, daß die im Hintergrunde der Sandsteinwälle mündenden Flüsse infolge des trockenen Klimas den längsten Teil des Jahres kaum oder überhaupt nicht fließen; vermutlich wird das hinter den Wällen mehr oder minder stagnierende Wasser von diesen aufgesogen und verdunstet, unter Absatz

des gelösten, z. T. auch aus den Schalenresten der Wälle selbst stammenden kohlensauren Kalkes.

Hier wäre auch die jugendliche Verkittung eines das Gerippe einer Nehrung bildenden Geröllstrandwalles zu einem festen Konglomerat — Plaka genannt — anzuschließen, welche W. VON SEIDLITZ[123]) in Kürze von St. Maura auf Leukas, einer der Jonischen Inseln, geschildert hat.

Daß die Korallen- und Muschelsande der tropischen Küsten zu rascher Verkittung neigen, darauf wird noch zurückzukommen sein. (Vergl. auch Fig. 44.)



Fig. 44.
**Jugendliche Sedimentverkittung kalkigen Strandsedimentes durch Bildung faseriger Kalkrinden um Muschelschalen- und dergl. -Bruchstücke (rezente „Mumienbildung"). Etwa $^9/_{10}$ nat. Größe. S. W.-Strand der Insel Ascension. (Das von der „Deutschen Südpolar-Expedition" 1903 gesammelte Stück befindet sich in der Allgemein-geologischen Sammlung des Geologisch-paläontologischen Instituts und der Bernsteinsammlung der Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr.)**

## 5. Die Schlickablagerungen des Strandsaumes

Die gröber klastischen und die sandigen Sedimente der Küste werden dort, wo die Kraft der Wellen hinreichend geschwächt ist, am Strande tief in das Land reichender Buchten, hinter Sand- und Dünenzungen, sowie hinter Inselgirlanden, wie in der Nordsee, durch Schlicklager ersetzt, deren Material z. T. aus der feinsten tonigen Trübung besteht, welche vom Wasser aus dem Küstenschutt ausgespült wurde, aber nur bei großer Wasserruhe zum Absatz gelangen kann. Zum anderen Teile liefern die ins Meer fließenden Flüsse eine ständige Ergänzung an feinster Wassertrübe, welche alsbald durch die Salze des Meerwassers niedergeschlagen wird.

### Der Absatz feiner Suspensionen unter dem Einfluß des Meerwassers

Die klärende Einwirkung auf mechanische Trübungen teilt das Meerwasser mit allen Elektrolyten. Eine große Zahl von Autoren haben

sich mit dieser geologisch so außerordentlich wichtigen Tatsache beschäftigt, z. T. vom rein physikalischen Standpunkte aus, z. T. auch gerade im Hinblick auf die Sedimentbildung im Meere. K. WEULE[124]) und A. RÜHL[125]) haben im Zusammenhange darüber referiert; auch neuerdings sind einige diesbezügliche Arbeiten erschienen[126]).

Eingehende Versuche hat schon vor Jahren G. BODLÄNDER[127]) angestellt und gefunden, daß das an Menge im Meerwasser so sehr überwiegende Chlornatrium nicht so wirksam ist, wie andere Salze, z. B. das Chlormagnesium. Wir entnehmen nur wenige Zahlen, die sich auf im Meerwasser anzunehmende Salze beziehen, einer Tabelle dieses Autors, in welcher die wirksamen Stoffe nach der in Milligramm-Äquivalenten ausgedrückten Menge geordnet sind, die, zu 100 ccm (nicht entkalkter!) Kaolinsuspension gesetzt, deren Kaolingehalt doppelt so stark erniedrigen wie bloßes Absetzen ohne Zusatz in gleicher Zeit. Es ergeben sich in mg für Chlormagnesium 2,711, Magnesiumsulfat 13,350, Chlorkalium 30,60, Chlornatrium 32,39. Kohlensäure, schon unter geringerem als Atmosphärendruck in Wasser gelöst, klärt Kaolinsuspensionen sehr rasch, und das ist, wie KRÜMMEL betont, sehr wichtig, da dieses atmosphärische Gas im Meerwasser stets reichlich vorhanden ist. Temperaturschwankungen, jedenfalls soweit sie im Meere vorkommen, sind ohne wesentlichen Einfluß auf die Erscheinung.

Die niederschlagende Wirkung der Meerwasserelektrolyte auf feine Suspensionen ist von besonderer Bedeutung für einen Vergleich der Sedimentation in Süßwasser und in Meerwasser. Im Meerwasser ist die Sonderung nach Korngrößen geringer als im Süßwasser, sandige und feinere Komponenten sind oft miteinander gemengt. Dieser wichtigen Einwirkung der im Meerwasser enthaltenen Elektrolyte gegenüber darf jedoch nicht vergessen werden, daß auch das verschiedene spezifische Gewicht der beiden Medien von Einfluß auf den Sedimentabsatz sein muß; denn das höhere spezifische Gewicht des Meerwassers muß den Absatz der Suspensionen gegenüber dem Süßwasser umgekehrt verlangsamen. Es mag deshalb auch dahingestellt bleiben, ob die verschiedenartige Konsistenz der einzelnen marinen Bodenarten, wie von einigen Autoren behauptet worden ist, mit diesen Vorgängen unmittelbar etwas zu tun hat; eine reine Abhängigkeit von der Wirkung der Elektrolyte darf jedenfalls füglich bezweifelt werden. Wie weit aber unter allen diesen Umständen die letzten und feinsten Reste der Flußtrübe zusammen mit den feinsten Abrasionsprodukten von den Küsten ins Meer hinausgelangen, und in welchem Umfange daher solches Material noch an der Sedimentation in der küstenfernen Tiefsee teilnimmt, darüber wissen wir heute erst recht wenig Sicheres. Es wäre daher auch von geologischer Seite sehr zu begrüßen, wenn ein Vorschlag von H. LOHMANN zur Ausführung käme, nämlich in jeder

marinen Schöpfprobe nicht nur Salz- und Planktongehalt, sondern auch den Gehalt an anorganischer Suspension zu bestimmen. Wenige ältere Beobachtungen dieser Art hat A. PENCK zusammengestellt. Nach VERVEY 1890 wurden im Seewasser an der holländischen Küste in der Nähe von Heijst gefunden bei ruhiger See in 1 cbm Wasser: an der Oberfläche bei Flut 109 g Sand, 1303 g Schlamm, zusammen 1412 g feste Bestandteile; an der Oberfläche bei Ebbe 304 g Sand, 1094 g Schlamm, zusammen 1398 g feste Bestandteile; 1 m über dem Grunde bei Flut 1094 g Sand, 1861 g Schlamm, zusammen 2955 g feste Bestandteile; 1 m über dem Grunde bei Ebbe 1062 g Sand, 2980 g Schlamm, zusammen 4042 g feste Bestandteile. „Man hat also hier am Meeresgrunde bei ruhiger See 3—4 kg fester Bestandteile im Kubikmeter Wasser, während bei hoher See dieser Betrag 10—15 mal größer ist. Das ist so viel wie die Sedimentführung eines Gebirgsflnsses bei Hochwasser". — Die für 1 m über dem Grunde festgestellten Zahlen lassen bei Ebbe einen höheren Gehalt des Meerwassers an suspendiertem Material erkennen. Das scheint nicht für das Wattenmeer und Buchten und Ästuare zu gelten, die unter dem Einfluß der Gezeiten stehen, da hier das Wasser bei Ebbe im allgemeinen klarer aussieht als bei Flut. In der Tat hat HAGEN gezeigt, daß der Schlickgehalt nahe dem Grunde $^1/_5$—$^1/_3$ größer ist als an der Oberfläche und bei einströmender Flut größer als bei Ebbe. Die Flut bringt mehr Schlamm in den Jadebusen, in dem HAGEN seine Untersuchungen[128]) anstellte, hinein, als die Ebbe entfernt; daher die Verlandung in den Winkeln des Busens. Ähnliche Beobachtungen für die Elbe verdanken wir HÜBBE. Doch könnten weitere Untersuchungen dieser Art auch im marinen Flachwasser unseren Vorstellungen über Sedimentation nur zu Gute kommen. Übrigens zeigen Zahlen, welche J. MURRAY und R. IRVINE[129]) für verschiedene küstennahe und küstenferne Meeresteile gegeben haben, daß selbst im wärmsten und salzreichsten Wasser eine wenn auch geringe Menge feiner suspendierter Materie enthalten ist. Das Minimum in ihrer Tabelle ergibt mit 0,0006 g in 14 Litern Wasser der Indische Ozean in 15° 46′ N und 58° 51′ O, das Maximum mit 0,0105 g in der gleichen Menge Wasser die Ostsee.

**Die Schlicke der Nordseewatten und der der Nordsee tributären Ästuarien**

Lichtvolle Ausführungen über die Anordnung der Schlamm-Massen in den Watten unserer Nordsee verdanken wir O. KRÜMMEL[130]). Danach sind es insbesondere Flut- und Ebbestrom, welche hier ablagernd, dort erodierend und auskolkend wirken, sowie die Anordnung der Platen und Riffe, der Prielen, Baljen, Seegatten und Tiefs regeln[131]).

Die Schlicke der Nordseewatten zeichnen sich durch reichliche Beimengung organischer Reste aus. Der bekannte „Mikrogeologe"

Ehrenberg fand bei Untersuchung des Nordseewattenschlickes, „abgesehen von allem Organischen, das durch Umwandlung nach dem Tode unkenntlich geworden sein mag und muß“, noch $^1/_{20}$ des Volumens an deutlich erkennbaren Kieselschalen von Diatomeen gebildet. Nach Krümmels Angabe fand Prestel im Hafen von Emden die in jeder Ebbezeit abgesetzte Schlickschicht fast zu $^6/_{10}$ aus den Schalen derselben Pflänzchen bestehend.

Wesenberg-Lund[132]) hat kürzlich die Bedeutung geschildert, welche, analog der von Ch. Darwin beschriebenen Tätigkeit der Regenwürmer im Erdboden, aber mit anderem Enderfolg, dem „Sandwurm“ (Arenicola marina L.) in den Sandwatten und dem „Schlick-Krebs“ (Corophium grossipes L.) in den Schlickwatten für die Um- und Durcharbeitung des Sedimentes, das sie durchfressen, zukommt. Der Sandwurm schlürft in die eine Öffnung seiner hufeisenförmigen Röhre (Fig. 45)



Fig. 45.
Ringelwürmer (Arenicola) und Sandklaffmuscheln (Mya arenaria) im sandigen Wattenmeerboden der Elbmündung bei Neuwerk. Nach einem Ausstellungsobjekt des Berliner Museums für Meereskunde mit gütiger Erlaubnis der Direktion desselben.

die Nahrung ein und setzt den sandigen Kot aus der anderen Öffnung ab. Aus diesen bei Ebbe den Wattenmeerboden weithin bedeckenden Exkrementhäufchen werden bei steigender Flut die feinerdigen und organischen Teile abgespült und weiter gegen das Land zu getrieben. Hierdurch trägt der Sandwurm sehr zur Reinheit der betreffenden Sandablagerungen bei, welche bis zu 20 cm Tiefe wohl restlos durch seinen Körper hindurchgegangen sind. Der Sandwurm konserviert also die Sandnatur des Sandwatts, aus dem er die Schlickbestandteile eliminiert. Diese, weiter gegen das Land zu getrieben, bilden die sogenannten Schlickwatten, deren Material dem in ebenfalls hufeisenförmigen, aber kleineren Röhren lebenden „Schlick-Krebs“ als „Nahrung“ dient. Die Festigkeit dieser feineren Schlicke der Schlickwatten gegenüber der Abspülung ist relativ

groß; vielleicht infolge Überwachsung mit blaugrünen Algen. Z. T. beruht sie aber wohl auf der Beimengung der Exkremente und Schleimabsonderungen der zahlreichen kleinen Schnecken der Gattungen Rissoa, Hydrobia und Litorina, welche eine charakteristische, am Wattenstrand der Nordsee vielfach zusammengeschwemmte Mikrofauna bilden.

Die dunkle bis tiefschwarze Färbung des Wattenschlicks ist teils den organischen Beimengungen, z. T. aber auch einem Gehalt an Schwefeleisen zuzuschreiben. Die aus den Schlicken entstandene Marscherde zeigt je nach den Bedingungen des Luftzutrittes und der Durchfeuchtung, denen sie nach der Trockenlegung unterlag, große örtliche Verschiedenheiten in Farbe und sonstigen Eigenschaften, von dem braunen, schweren und zähen, wasserbindenden Klei bis zu dem festen, bläulichen oder roten Knick, der dem Pflug widerstrebt, aber, an der Luft getrocknet, zu feinem Pulver zerfällt. Die gegenseitigen Beziehungen der einzelnen Abarten dieses Bodentyps sind aus einer Darstellung von SCHUCHT[133]) über die Wesermarschen zu ersehen.

Da das Material der Schlicke des norddeutschen Wattenmeeres in der Hauptsache — soweit die beigemengten marinen Organismen außer Frage bleiben — ins Meer verfrachtete Flußtrübe darstellt, ist es von Interesse, die Verhältnisse bis in die Flußmündungen hinein zu verfolgen. Eine neuere Darstellung über „Das Wasser und seine Sedimente im Flutgebiete der Elbe“ verdanken wir F. SCHUCHT[134]). Nach SCHUCHT findet im Flutgebiet der Elbe eine fortwährende Umlagerung der Sedimente statt, und der Detritus wird ungezählte Male flußab- und flußaufwärts geführt, ehe er ins Meer gelangt. Die Nordseeküste mit ihren weiten, tiefgründigen Marschen und ausgedehnten Watten enthält das Material aufgespeichert, welches unsere nordwestdeutschen Ströme während der Alluvialzeit, auch zur Zeit der diluvialen Abschmelzperiode, dem Festlande entführt haben. Außerhalb des Wattensaumes finden sich nur noch sandige Bildungen, die teilweise mit den bereits besprochenen Strandsanden identisch sind, zum anderen Teile in die Sedimente der strandferneren See übergehen, die wir noch später zu besprechen haben werden. Der Schlickabsatz im Flutgebiet der Elbe erfolgt fast ausschließlich an solchen Stellen, an welchen weder die Flut- noch die Ebbeströmung eine große ist, also in Buchten, auf hochgelegenen oder schilfbewachsenen Ufern und Watten, sowie an Stellen, wo das Wasser infolge Wirkens entgegengerichteter Strömungen mehr oder weniger zur Ruhe kommt. Der Absatz geht zur Zeit des Hochwassers, besonders während der sogenannten Stauzeit vor sich; daher sieht das Wasser zur Zeit der Ebbe stets klarer aus als zur Zeit der Flut. Je nach den Strömungsverhältnissen gelangen Schlicktone und Schlicksande zum Absatz, denn der Gehalt an tonhaltigen Teilen schwankt zwischen 18,8 und 79,2 %.

Die Sande und Schlicke im Flutgebiete der Elbe zeigen in mehr oder weniger großer Tiefe fast immer einen relativ hohen Gehalt an Einfach-Schwefeleisen ($FeS$)[135], der sich schon äußerlich durch die bläulich-schwarze bis graue Farbe zu erkennen gibt. Die Sande der Ufer und Inseln unterhalb Hamburgs, welche oberflächlich rein weiß erscheinen, sind oft schon in wenigen Zentimetern Tiefe durch solches $FeS$ schwarz bis grau gefärbt. In gleicher Weise finden sich solche $FeS$-führenden Sedimente an den Ufern der Wesermündung und des Jadebusens; VAN BEMMELEN hat sie in den jüngsten Alluvionen der niederländischen Küste nachgewiesen. Wir haben es also mit weitverbreiteten Bildungen zu tun, deren Vorkommen auf das Flut- und Ebbegebiet beschränkt zu sein scheint. Bei Zutritt des Luftsauerstoffs wird das Einfach-Schwefeleisen dieser Sedimente fast momentan oxydiert, und dieselben nehmen die gewöhnliche Farbe des Schlicks, bezw. Sandes an mit rostbraunen Flecken. Nach VAN BEMMELEN enthält der schwarze Schlick des Dollard-Busens in den noch unbedeichten Flächen ebenfalls Einfach-Schwefeleisen, welches sich bei Trockenlegung oxydiert; dieser Autor ist der Meinung, daß die Schwefeleisenbildung nur bei Zutritt salzigen Wassers erfolgen könne. SCHUCHT kommt jedoch an der Hand des gewonnenen analytischen Materials und der im Gebiete der Elbe und Weser angestellten Untersuchungen zu dem Resultat, daß das Auftreten schwefeleisenhaltiger Schlickabsätze in diesen Strömen bis in das Gebiet unvermischten Flußwassers hinein zu beobachten ist, was natürlich für fossile Vergleichsobjekte von Bedeutung ist. „Man muß annehmen, daß der sich durch Fäulnis organischer Substanz bildende Schwefelwasserstoff die im Wasser gelösten und in dem Detritus enthaltenen Eisenverbindungen in Einfach-Schwefeleisen verwandelt und absetzt, sowohl mit den Sanden als dem Schlick, im unvermischten wie im salzigen Wasser.“

Die Schwefeleisenführung dieser Sedimente hat für den Geologen noch besondere Bedeutung als Vorstufe für die Bildung von Zweifach-Schwefeleisen oder Pyrit ($FeS_2$), die sich in den alternden marinen Schlicken und den Marschböden, besonders dem sogenannten Maibolt, der „sauren Erde“, einstellt. Der Pyrit ist grünlich-schwarz, meist rund, manchmal deutlich kubisch. Seine Körner hängen meist gruppenweise zusammen, sie liegen in den Kieselgängen der Diatomeen, in den Höhlungen der Foraminiferenschalen, den Hohlräumen der Zellen der den Marschboden durchwachsenden Pflanzen und in den Humusmassen. Die Pyritbildung geht nach der Ansicht VAN BEMMELENS nach folgender Formel vor sich:

$$Fe_2O_3 + 4\,MSO_4 - 15\,O = 2\,FeS_2 + 4\,MO$$
$$(M = Ca,\ Mg,\ K_2,\ Na_2).$$

Dabei soll sich erst aus Gips und Eisenoxyd Einfach-Schwefeleisen bilden, welches später mehr Schwefel aufnimmt, der aus Schwefelwasserstoff durch die Einwirkung einer neuen Menge Eisenoxyd frei-

geworden ist; der Schwefelwasserstoff soll aus Alkalisulfiden entstanden sein. Nach Untersuchungen DE SENARMONTS ist es möglich, daß Einfach-Schwefeleisen aus Schwefelwasserstoff bei gewöhnlicher Temperatur Schwefel aufnimmt; nach BUNSEN kann Einfach-Schwefeleisen in alkalischen Sulfiden anfgelöst werden. Da bei Einwirkung von Schwefelwasserstoff auf Eisenoxyd Schwefel entsteht, bindet sich dieser an alkalische Sulfide zu Polysulfid. Einfach-Schwefeleisen löst sich in geringer Menge in Polysulfiden, aus welcher Auflösung sich Pyrit allmählich kristallinisch abscheiden soll. Daß bakteriologische Prozesse bei der Bildung der Sulfide im Schlick mitwirken, ist wohl zweifellos.

Des Vergleiches halber mag übrigens mitgeteilt werden, daß „Einfach-Schwefeleisen“ von N. ANDRUSSOW auch in Diatomeen des Schwarzen Meeres, sicherer Pyrit von RHUMBLER[136]) sehr verbreitet in abgestorbenen Foraminiferen auf schlammigem Grund, seltener in Seeigelstacheln und Schneckenschalen nachgewiesen wurde, was weiterhin für viele fossile Vorkommnisse, etwa die Diatomeen-Kieskerne, welche DEECKE einmal aus paleocänem Tone Greifswalds bekannt gegeben hat, von Bedeutung ist.

#### Die Schlicke der südrussischen Limane und einiger seichter Buchten der Ostseeprovinzen.

Den schwefeleisenreichen Schlammen der Nordseewatten und der den Gezeiten ausgesetzten Mündungen der nordwestdeutschen Ströme verwandt sind die Schlammbildungen, welche sich in den Limanen Südrußlands und in seichten Buchten der Ostseeprovinzen bilden. Über die Sedimente beider Gebiete ist eine größere Literatur erschienen, die sich an die Namen HASSHAGEN, WERIGO, ZIELINSKY, PETRIJEW, PERSCHKE und BRÜSSILOWSKY, neuerdings aber vor allem an die von JEGUNOW, SIDORENKO, DOSS[137]) u. a. knüpft.

##### Liman-Sedimente.

Die an der südrussischen Küste von den Donaumündungen bis zum Asowschen Meere sich hinziehenden Limane, über deren Entstehung Eingehenderes an anderer Stelle in diesem Werke nachzulesen ist, sind buchtenähnliche Küstenseen, die entweder vom Meere bereits völlig abgeschnürt sind oder noch in beschränktem Zusammenhange mit demselben stehen. Sie erstrecken sich mehr oder weniger senkrecht zur Küste meist weit ins Innere des Landes hinein; ein sandiger Küstenwall — Peressyp — trennt sie von dem offenen Schwarzen Meer, unterbrochen durch einen Kanal — Girl —, der das Ausströmen der Flußwässer und das Einströmen des Meerwassers gestattet. Von den Mündungen der Donau bis zu der des Don zählt man an der Nordküste des Schwarzen und Asow'schen Meeres

(ausgenommen die Krim) etwa 20 solcher Limane. Der bedeutendste ist der Dnjepr-Liman, gegen 60 km lang und 12 (—15) km breit.

Weder Fische noch sonstige höhere Tiere vermögen in dem stark salzhaltigen Wasser jener ganz vom Meere abgeschlossenen Limane zu existieren, die in manchen Sommern soweit austrocknen, daß sie seit alters her von der umwohnenden Bevölkerung zur Salzgewinnung ausgebeutet werden. Wohl aber gedeiht in diesen abflußlos gewordenen Becken eine reiche Fauna kleiner Crustaceen, Anneliden usw. Die noch im Zusammenhange mit dem Meere stehenden Limane haben einen nach der Jahreszeit und den übrigen Verhältnissen stark schwankenden Salzgehalt.

Was die Entstehung dieser nach dem Meere zu allmählich tiefer werdenden Limane anbetrifft, so kann man sie als ertrunkene Flußmündungen bezeichnen, die durch vom Meere aufgeworfene Nehrungen mehr oder minder verschlossen wurden; „der faunistische Charakter dieser Meerbusen beweist, daß das Vordringen der See in die Flußtäler nach der Entstehung des Schwarzen Meeres mit seiner heutigen Tierwelt erfolgte, d. h. nachdem die Vereinigung mit dem Mittelländischen Meere stattgefunden hatte“ (DOSS). Ihr Einschneiden senkrecht zur Küste unterscheidet die Limane von den andere Entstehung habenden Haffen und Lagunen.

Der an den Ufern in einer Dicke von 9 cm bis zu 3 m, in der Mitte der Limane bis 17 und mehr m Mächtigkeit lagernde Schlamm zeigt, zu Moorbädern angewandt, anerkannte Heilwirkung gegen Skrophulose, Rheumatismus, Hautkrankheiten u. a. Es sind wie Butter zwischen den Fingern zerreibbare, fettig anzufühlende, alkalisch reagierende Massen, welche einen bittern, salzig adstringierenden Geschmack besitzen. Ihre Farbe ist teils schwarz, teils grau. „Dabei offenbart sich eine eigentümliche Erscheinung insofern, als der schwarze Schlamm bei Luftzutritt in grauen übergeht, und umgekehrt der graue bei Luftabschluß sich wiederum in schwarzen Schlamm zurückverwandelt. Diese Veränderungen werden im ersten Falle dadurch bewirkt, daß das im schwarzen Schlamm fein verteilte Schwefeleisen sich zu Eisenoxydhydrat umsetzt, während im zweiten Falle letzteres von neuem in Schwefeleisen übergeführt wird. Der hierzu nötige Schwefelwasserstoff entsteht — abgesehen von der Reduktion von Sulfaten durch organische Substanz — durch die Lebenstätigkeit bestimmter Mikroorganismen aus Sulfaten und schwefelhaltigen organischen Stoffen des Schlammes“ (DOSS). Die Anwesenheit von Schwefelwasserstoff im Limanschlamm bietet aber auch die Möglichkeit für das Auftreten und Gedeihen der sogenannten Schwefelbakterien.

„Diese Schwefelbakterien, deren Physiologie hauptsächlich WINOGRADSKY [138]) klar gelegt hat, besitzen die merkwürdige Eigen-

schaft, daß sie den Schwefelwasserstoff . . . als Nahrungsstoff aufnehmen, ihn oxydieren und den daraus abgespaltenen Schwefel in Form kleiner öligweicher Körnchen (— dieselben gehen nach Abtötung der Zellen in monoklinen und rhombischen Schwefel über —) innerhalb der lebenden Zellen aufspeichern und dann weiter zu Schwefelsäure verbrennen. Die bei diesem Oxydationsprozeß freiwerdende Energie dient den genannten Bakterien fast als alleinige Quelle für die Erhaltung des Lebens . . . . . Ist ihnen kein Schwefelwasserstoff mehr zugänglich, so werden zunächst die in Form von Schwefel aufgespeicherten Reservestoffe verbraucht, und nach deren völliger Oxydation innerhalb 1—2 Tagen sterben die Organismen . . . Hungers. Die beim Lebensprozeß dieser Bakterien freiwerdende Schwefelsäure muß durch Carbonate, die aus dem Schlamme bezw. Wasser zur Aufnahme gelangen, sofort neutralisiert und in Form von Sulfaten ausgeschieden werden. Fehlen diese Carbonate, so sind in einem derartigen Medium die Schwefelbakterien nicht lebensfähig. Des ferneren sind letztere von der Anwesenheit und Verfügbarkeit von freiem Sauerstoff abhängig. Deshalb finden sie sich in den betreffenden Limanen und Salzseen in einer bestimmten Tiefe unter der Oberfläche, nämlich dort, wo der von der Atmosphäre her durch das Wasser diffundierende Sauerstoff mit dem von unten her diffundierenden Schwefelwasserstoff zusammentrifft . . . . . . Neuerdings ist der Schlamm des Kujalnik- und Chadshibejsky-Limans bakteriologisch eingehender von L. Silberberg und M. Weinberg untersucht worden, wobei es gelang, 18 Arten von Bakterien in ihm nachzuweisen und festzustellen, daß die Mitwirkung der letzteren beim Prozesse der Schlammbildung eine für drei Gruppen charakteristische ist. Die erste Gruppe, die die Reduktion des Schlammes bewirkt (Überführung des grauen in schwarzen), entbindet $SH_2$ und $NH_3$. Zu dieser Gruppe gesellen sich auch Bakterien, bei deren Lebenstätigkeit nur $SH_2$ oder nur $NH_3$ entsteht, wobei die Ammoniak liefernden Bakterien als Hilfsgenossen der Schwefelwassersoff liefernden (desulfurierenden) Bakterien zu betrachten sind, da sie das für die Bildung des FeS-Hydrates nötige alkalische Medium erzeugen. Der im Überschuß ausgeschiedene $SH_2$ gewährt sodann günstige Lebensbedingungen für die zweite Gruppe: die Schwefelbakterien, welche, wie oben erwähnt, den $SH_2$ zu S und $SO_3$ oxydieren und beim Zusammentreffen mit Carbonaten Sulfate bilden, die im Verein mit organischen Substanzen als Quelle für eine wiederholte Bildung von $SH_2$ dienen. Die dritte Gruppe endlich, die obligaten Aëroben, welche des freien Sauerstoffs benötigen, regulieren, indem sie sich nach oben heben und auf der Wasseroberfläche ein Häutchen bilden, dadurch den sehr mäßigen Diffusionsstrom von O, der den Schwefelbakterien für die Oxydation des $SH_2$ erforderlich ist. So haben wir hier ein Beispiel einer gewissen Symbiose: alle drei charakteristischen Bakteriengruppen müssen

zusammenwirken, wenn der Limanschlamm seine eigentümlichen Eigenschaften erhalten soll; daß hierzu die Anwesenheit von nur einer dieser Gruppen ungenügend ist, wurde experimentell nachgewiesen" (Doss).

Über die mineralogische Zusammensetzung des Limanschlammes gibt eine Arbeit von Sidorenko' Aufschluß. Hiernach besteht der Schlamm aus einem Gemisch von Ton mit verschiedenen Mineralien in wechselndem Mengenverhältnis, wozu sich noch tierische und pflanzliche Reste gesellen. Der Schwefeleisengehalt des Limansedimentes scheint sich, was leicht verständlich ist, nach dem Gehalt an Tonsubstanz zu richten; je sandiger das Sediment, desto weniger Schwefeleisen ist vorhanden und desto mehr macht die schwarze Farbe des zu Heilzwecken verwendbaren Schlammes einer grauen Farbe Platz. Das Schwefeleisen tritt in Flocken, seltener in Kügelchen oder Konkretionen, in deren Inneren ein fremdes Mineralkorn enthalten ist, auf.

Daß die Limane Südrußlands Bildungen einer vergangenen Zeit darstellen, läßt sich außer aus dem früher, im I. Bande darüber Mitgeteilten schon daraus ersehen, daß sie seit langer Zeit der Ausfüllung mit Sedimenten unterliegen. So geht nach Sokolow[139]) die Tiefe des Kujalnik-Limans zurzeit nicht über 3—4 m hinaus, während die Mächtigkeit der am Boden abgesetzten Schlammschicht 16 m beträgt. Ein nicht weniger schlagendes Beispiel bietet der Bug-Liman dar. Seine Tiefe erreicht gegenwärtig im Maximum 15 m, die Mächtigkeit der seinen Boden bedeckenden, flüssigen und übelriechenden Schlammschicht ist aber viel größer, denn schon in einem Abstande von 70 m vom Ufer konnte ein beinahe 30 m langer Bohrer sie nicht einmal vollständig durchdringen, und nach der Mitte des Limans hin ist ihre Mächtigkeit ohne Frage noch größer. Diese grünlichen Schlamme sind so fein und flüssig, daß „bei der Sondirung nicht nur keine Anstrengung erforderlich war, um den Bohrer hineinzutreiben, sondern daß man ihn vielmehr aufhalten mußte, damit er nicht versinke." Auch durch diese Tatsache wird klar, daß sich bei den jetzigen Niveauverhältnissen nicht nur eine so tiefe Einsenkung, wie z. B. der Bug-Liman, nicht hätte bilden können, sondern daß sich eine solche auch unvermeidlich in bedeutendem Maße hätte mit flüssigem Schlamm füllen müssen.

### Die „heilsamen Meeresschlamme" der Ostseeprovinzen

Ähnliche Schlammablagerungen, wie in den Limanen Südrußlands, finden sich nach Adolph Goebel[140]) und Br. Doss in seichten, tief ins Land eindringenden Meeresbuchten der Ostseeprovinzen; diese Buchten haben sich nur in den seltensten Fällen von der See bereits abgeschnürt, wie z. B. die durch einen schmalen Strich feuchter, niedrig gelegener Wiesen vom Meere getrennte Wiek bei Arensburg auf Ösel. Besondere

Verbreitung haben diese Schlammablagerungen an der Westküste Estlands und den Küsten der demselben vorgelagerten Inseln.

Der Schlamm stellt eine leichte, bewegliche und schlüpfrige schwärzliche Masse dar und ist bis 3 Fuß mächtig. Der Schlamm von Rotziküll, der bereits fast 100 Jahre als Heilschlamm benutzt wird, ist grauschwarz, sandigbreiig, weich und feinsandig anzufühlen, der Schlamm der Großen Wiek bei Arensburg schwärzlichgrau ins Grüne spielend, breiig, gallertartig zitternd, beim Trocknen außerordentlich schwindend. An der Zusammensetzung dieser Schlammsorten nehmen teil: feiner Quarzsand, Ton, Schwefeleisen, sodann bräunlichschwarzgrüne organische Substanz, abgesehen von Pflanzen- und Tierresten, unter denen die Diatomeen besonders hervortreten. Das Wasser zeigt alkalische Reaktion und ist reich an Schwefelwasserstoff. Der Luft ausgesetzt verliert der frische Schlamm seine dunkle Farbe und nimmt infolge der Bildung von Eisenoxydhydrat die schmutzigrote des Ockers an. Recht bemerkenswert ist ein Gehalt dieser Schlamme an freiem, mit Schwefelkohlenstoff ausziehbarem Schwefel, wie das Br. Doss[141]) an einer Probe von Arensburg feststellen konnte. Diese Probe war ein grünlichgrauer Schlamm, sehr reich an amorpher krümeliger Substanz (Exkrementen usw.) und Diatomeen, arm an vegetabilischen Geweben; das beigemengte Schwefeleisen befand sich mindestens teilweise in der Hydratform. Aus 10,8 g dieses Schlammes konnten mit Schwefelkohlenstoff 0,0658 g Schwefel ausgezogen werden, welcher demnach 0,619% ausmachen muß. Bakteriologische Untersuchungen aber zeigten weiterhin, daß tatsächlich desulfurierende Bakterien (z. B. Spirillum [Microspira] desulfuricans) vorhanden sind und der freie Schwefel demnach nicht durch unmittelbare Reduktion von Sulfaten durch organische Substanz entstanden, sondern als Produkt der Lebenstätigkeit von Schwefelbakterien biogener Herkunft ist. Die Schwefelbakterien sind übrigens, weil purpurfarben, im Arensburger Schlamm ohne weiteres sichtbar.

Durch das Vorkommen dieser „heilsamen Meeresschlamme“, deren Heilkraft schon seit 100 Jahren ausgenutzt wird, sind die Orte Hapsal an der Westküste Estlands, Arensburg an der Südküste und neuerdings auch Kielkond an der Westküste der Insel Ösel als Kurorte berühmt geworden.

---

Wir haben die Bildung und Zusammensetzung der südrussischen Limanschlamme und der heilsamen Meeresschlamme der Ostseeprovinzen recht ausführlich mitgeteilt, da sie offenbar rezente Analoga mancher fossilen Gesteinsbildungen, die wir mit Potonié zu den Sapropeliten zählen, darstellen, besonders aber auch wegen ihrer Schwefeleisenführung, die für die Erklärung der fossilen Pyritschiefer und sedimentären Kieslagerstätten (z. B. Rammelsberg und Meggen) von großer Bedeutung ist.

Was den letzteren Punkt anbetrifft, so hatten wir bereits früher bemerkt, daß das zuerst entstehende Einfachschwefeleisen durch Addierung weiteren Schwefels in Zweifachschwefeleisen übergeht. Dieses Eisenbisulfid ist vermutlich nicht von vornherein Pyrit; sondern zunächst dürfte sich Eisenbisulfidgel bilden, welches dann seinerseits über den neuerdings von DOSS[142]) beschriebenen Melnikowit in Pyrit übergeht. Auf diese ursprüngliche Gelform dürfte die Kugelgestalt, die der Pyrit bezw. Markasit nicht nur in rezenten, sondern auch in fossilen Sedimenten vielfach zeigt, — Kügelchen bis herab zu Bruchteilen von Millimetern Durchmesser[143]) —, zurückzuführen sein. Indessen darf doch bei alledem nicht vergessen werden, daß die Ausscheidung von Eisenbisulfid im Meere auch ohne bakterielle Beihilfe vor sich gehen kann[144]), was im Hinblick auf manche fossilen Vorkommnisse immerhin im Auge behalten werden mag.

Aber noch in anderer Hinsicht haben die besprochenen Schlammbildungen, die wir als Sapropelite kennen lernten, einen Anspruch auf besonderes Interesse. Denn die organische, bituminöse Substanz ihnen ähnlicher litoraler Schlammbildungen der Vorzeit dürfte teilweise das Ursprungsmaterial dessen darstellen, was wir heute als Petroleum und Erdgas aus der Erde herausquellen sehen. War man früher geneigt, diese Substanzen aus der Anhäufung beträchtlicher Mengen größerer Tierleichen zurückzuführen — als Beispiel von vielen erinnere ich an den durch FORCHHAMMER beschriebenen Fall des Massensterbens von Süßwasserfischen durch Einbruch des Meeres in den bis dahin vom Meere abgeschnürten Liimfjord —, so spricht neuerdings alles, was wir wissen, für viel größere Bedeutung des kleinsten, planktonischen Lebens einerlei, ob pflanzlicher oder tierischer Art, für den Vorgang der Anhäufung organischer Öle. Indessen kommen hierbei nicht nur die bisher beschriebenen Ästuar-, Buchten- und Wattensedimente, sondern auch schlammige Deltabildungen und gewisse Abarten der Schelfsedimente und des Blauschlammes in tieferem Wasser mit in Betracht.

#### Die Sedimente der Lagune von Thau bei Cette am Golf du Lion

Es mag hier Gelegenheit genommen werden, noch auf Untersuchungen hinzuweisen, welche L. SUDRY auf Anregung von THOULET in der Lagune von Thau bei Cette im Golf du Lion angestellt hat[145]), weil noch niemals eine ähnlich tiefgründige Studie über die Abhängigkeit der Sedimente eines so eng begrenzten Bezirkes von allen in Frage kommenden Faktoren unternommen worden ist, obwohl viele Gesteinsserien, für welche wir lagunäre Entstehung annehmen müssen, solche Untersuchungen rezenter Vergleichsverhältnisse geradezu fordern.

Die im Maximum etwa 10 m tiefe Lagune entstand infolge Abtrennung eines alten Mittelmeergolfes durch einen sandigen Küstenhaken und steht,

nachdem andere Verbindungskanäle immer mehr der Versandung anheimfallen, mit dem Mittelmeer nur noch durch die von Menschenhand jetzt fixierten Kanäle von Cette in Verbindung. Der Einfluß des Mittelmeeres wird mit der zunehmenden Entfernung von diesen Kanälen naturgemäß immer geringer. Er ist in der Tiefe und in der Nähe der Kanäle größer als an der Oberfläche, weil das salzhaltige und schwere mediterrane Wasser als Unterstrom in die Lagune eintritt. Demgemäß liegen sehr verschieden salzhaltige und abweichend temperierte Wässer nahe bei- und übereinander, was in weitgehendem Maße seinen Einfluß auf die biologischen Verhältnisse ausübt. Die einzelnen Organismen reagieren auf solche Differenzen sehr verschieden. Bei manchen sind Größen- und Skulpturverhältnisse gegen die mediterranen Formen stark abgewandelt, andere zeigen sich in keiner Weise verändert. Im Lagunenwasser sind die Halogene weniger stark vertreten, als im normalen Mittelmeerwasser. Die Lagune ist reich an Organismen und hat guten Fischgrund für Fische und Austern.

Die Sedimente der Lagune, welche im allgemeinen, nach der Mitte zu immer feiner werdend, in dem Ufer parallelen Zonen angeordnet sind, sind reicher an Phosphor als die des benachbarten Mittelmeerbodens und die Schlamme, welche den tiefsten, zentralen Teil einnehmen, reich an Schwefeleisen. Es handelt sich wohl, wie in den Nordseewattensedimenten und den Limanschlammen, um Eisensulfidhydrat. „Examinée au microscope, la vase se montre impregnée de grains noirs excessivement fins de sulfure de fer amorphe sans aucune trace de pyrite cristallisée.“ Der S-Gehalt steigt bis 0,47 %. In den schwefeleisenreichen dunklen Schlammen der zentralen Teile der Lagune geht eine Auflösung von toten Kalkschalen vor sich, so daß das Sediment arm an Kalk ist, obwohl lebende Kalkschaler in Fülle vorhanden sind. Diese Tatsache ist äußerst wichtig; ist doch das Fehlen des Kalkes in $FeS_2$-führenden Sedimentgesteinen, welche, wie wir bereits sahen, aus solchen schwarzen Schlammen mit Eisensulfidhydrat hervorgehen, und beim Auftreten „verkiester“, d. h. als Kiessteinkerne auftretender Fossilien, eine dem Geologen sehr geläufige Erscheinung. Sudry hat den Auflösungsvorgang auch im Laboratorium verfolgt, ist aber zu einer Auffassung von dem chemischen Vorgang gekommen, die u. E. nicht haltbar erscheint. Denn es kann füglich bezweifelt werden, daß die kalkzerstörende Schwefelsäure auf Oxydation und fortwährende „décomposition“ und „recomposition“ des Schwefeleisens zurückgeführt werden muß. Durchaus wahrscheinlicher ist vielmehr, daß die Schwefelsäure ein Nebenprodukt auf dem Wege der Schwefeleisenbildung darstellt, allerdings ein für die Andauer des Schwefelkreislaufes sehr wichtiges Nebenprodukt. Eine besondere Frage ist es dann, ob diese Schwefelsäure organisch oder anorganisch entstanden ist; und hier müssen wir

auf ein bereits angeschnittenes Thema, das der Schwefelbakterien zurückkommen. Nach M. JEGUNOW verbrennt die Schwefelbakterie den für ihren Betriebsstoffwechsel notwendigen Schwefelwasserstoff schließlich zu Schwefelsäure. „Die freiwerdende Schwefelsäure muß durch Karbonate aus dem Schlamm bezw. Wasser sofort neutralisiert werden; fehlen diese Karbonate, so sind in einem derartigen Medium die Schwefelbakterien nicht lebensfähig. Die gebildeten Sulfate dienen im Verein mit organischen Substanzen als Quelle für eine wiederholte Bildung von Schwefelwasserstoff.“ Im günstigen Falle reichlicher $H_2S$-Bildung werden sich infolge dieser Vorgänge kalkarme, an Eisensulfidhydrat (das später in Pyrit übergehen kann) reiche Sedimente bilden, in anderen Fällen können freie Karbonate übrig bleiben, wie ja auch weder die Sedimente der Limane, noch die der zentralen Teile der Lagune von Thau ganz kalkfrei sind. Dem allen gegenüber muß indessen betont werden, daß Schwefelsäure auch bei rein anorganischer Pyritbildung entsteht. ALLEN, CRENSHAW und JOHNSON stellten, wie BERGEAT angibt, unter Druck Markasit und Pyrit dar, indem sie Eisenoxydulsulfatlösung mit reichlichem Schwefelwasserstoff versetzten. Die Umsetzung erfolgte unter Bildung freier Säure. Immerhin bleibt für die Sedimente der Lagune von Thau, in denen zunächst nur Schwefeleisenhydrat, kein Pyrit vorliegt, die organische Entstehung der kalkschalenauflösenden Säure am wahrscheinlichsten.

Von den übrigen Sedimenten der Lagune mag nur noch eine benthogene Bildung Erwähnung finden, die sogenannten „cadoules“, buckelförmige Erhebungen des Lagunenbodens, welche zu Hunderten in der zentralen Schlammregion angetroffen werden und hauptsächlich durch eine Anhäufung der Kalkröhren von Röhrenwürmern (Serpula) zusammen mit reichlichen Mollusken und einer sonstigen charakteristischen Tiergenossenschaft entstanden sind.

### Weiteres über Ästuarien und ihre Sedimente, sowie insbesondere auch über die Wirkungen der Gezeiten in Ästuarien

Besondere Bildungen entstehen dort, wo größere Ströme ins Meer münden, wobei als die beiden Extreme das Ästuar und das Delta zu nennen sind. Über Sedimentbildung in Ästuaren wurde bereits Einiges im Anschluß an die Untersuchungen SCHUCHTS über das Flutgebiet der Elbe und DOSS' und Anderer über die Limane Südrußlands mitgeteilt.

Die Flußästuare würden bald von den Schlammablagerungen, die nicht nur das Flußwasser, sondern auch der Flutstrom in die Mündungstrichter hineinführen, ausgefüllt werden, wenn nicht der Ebbestrom wäre, welcher um das während der Flutzeit aufgestaute Flußwasser „wasserreicher als der Flutstrom ist und überdies die Sedimente nur bergab zu bewegen hat. Dieser hält den Trichter offen, indem er die

in denselben hineingeführten Sinkstoffe in das Meer hinausführt. Hier nun, wo sich seine Geschwindigkeit verlangsamt, kommen sie als breite Bänke untermeerisch zur Ablagerung. Diese Bänke vor Ästuaren sind ebenso zu erklären wie die Gezeitenbarren vor Buchten und Straßen. Sie bestehen aus losem Materiale, welches sich bis nahe an den Niederwasserspiegel erhebt, ja denselben nicht selten als Schlammbank etwas überragt. Durchzogen werden sie von Kanälen, durch welche die Gezeiten regelmäßig in das Ästuar ein- und auszuströmen pflegen, und zwar kann man mit KRÜMMEL in der Regel eine Flutrinne und eine Ebbestraße unterscheiden. Die erstere erstreckt sich von außen her in die Bank und schließt an einer Binnenbarre, während die letztere das eigentliche Flußbett fortsetzt und an einer Außenbarre endet".

Flut- und Ebberinne zeigen, ähnlich wie die Flüsse, die Tendenz, sich infolge der Erdrotation gesetzmäßig zu verschieben. „Obwohl in jedem Mündungstrichter während der Ebbe mehr Wasser ausströmt, als bei der Flut einströmt, so ist doch in der Regel die mittlere Geschwindigkeit des Flutstromes größer als die des Ebbestromes, da die Dauer der Flut in den Trichtern geringer als die der Ebbe ist. Dementsprechend bildet sich die Flutrinne stärker aus als die Ebberinne und rückt auch stärker zur Seite. Es entwickelt sich daher in den Mündungstrichtern der Flüsse der Nordhemisphäre das Bestreben nach links zu verrücken, im Gegensatze zum Rechtsdrängen der normalen Flüsse; es sind dies nur scheinbar Ausnahmen vom sogenannten BAERschen Gesetze. Diese Verhältnisse werden durch die Rheinmündung beleuchtet. Der nach rechts gerichtete alte Rhein ist hier ganz verschlossen und die Mündung nach links verlegt. Gleiches gilt von der Schelde, welche die junge Westerschelde als Mündungsarm benutzt, während ihr rechts gelegenes altes Bett, die Oosterschelde außer Gebrauch gesetzt wurde. Diese Verlegungen erfolgen entgegen den an der Küste herrschenden Strömungen" (PENCK).

Solche Barren, wie sie Flut- und Ebberinnen abschließen, haben, so berichtet W. H. WHEELER, gelegentlich übersteile Böschungen nach innen und außen und behalten ihre Lage trotz ihres beweglichen Materiales vor Ästuaren mit großen Fluthöhen bei. Sie treten hauptsächlich an den Mündungstrichtern auf, welche senkrecht zum Küstenverlaufe gestellt sind (Irrawaddy-, Ganges-, Nigermündung, Mersey- und Themsetrichter), sie fehlen hingegen an jenen Mündungstrichtern, welche in allmählich sich verbreiternde Buchten auslaufen. Befinden sich die Mündungstrichter an Küsten mit starker Geschiebewanderung, so wirkt natürlich auch diese an der Barrenbildung mit, wie z. B. an der Rheinmündung.

Häufig vermag eine „Strandbarre" (Strandwall) eine Flußmündung ganz zu verschließen, wie die des Adour und zahlreicher kleiner Flüsse

Hinterpommerns. Auch die bereits besprochenen Steinriffe Brasiliens bewirken stellenweise einen Mündungsverschluß, und hier, wie an der Guinea-Küste und an der Ostküste Madagaskars ist dieser Verschluß oft ein so fester, daß die Flüsse an der Innenseite des aufgeworfenen Walles wohl 100 km weit entlang fließen, bis sie einen Ausweg finden („Verschleppte Flußmündungen" PENCKS).

Wo Flüsse in ruhiges, gezeitenloses Meer fließen, bleibt ein Teil der Sinkstoffe, vor allem aber das auf dem Boden fortgewälzte „Geschiebe" liegen und häuft eine Mündungsbarre auf, deren Gestalt erheblichen Änderungen unterliegen kann, je nach der Stoßkraft des Flußwassers und dem Verhalten des betreffenden Meeres; das ist auch bei der Mehrzahl der Flußmündungen in Binnenseen der Fall.

Wie wichtig die Gezeitenströmungen für die Ausgestaltung und Anordnung der Rinnen und Bänke in den Flußästuarien sind, geht bereits aus dem Vorhergehenden hervor. Doch wäre hier noch einer besonderen Erscheinung zu gedenken, welche mit dem Eindringen der Flutwelle in Flußtrichter und über diese hinaus zusammenhängt und zu starken Uferzerstörungen und Schlammumlagerungen Veranlassung geben muß. Die Gezeitenströmungen an der Küste sind Wechselströmungen; während der Flut bildet sich eine Strömung nach, während der Ebbe eine Strömung von der Küste. Die Momente, in denen der Strom „kentert", folgen in der Regel erst nach dem höchsten und nach dem niedrigsten Wasserstande. Die horizontale Geschwindigkeit ändert ihr Vorzeichen später als die vertikale. Der höchste Wasserstand ist schon überschritten, aber das Meerwasser strömt noch eine Zeit lang der Küste zu, es dringt noch in die Flußmündung ein und staut den Fluß an; sobald aber der Gezeitenstrom kentert, hört auch das Stauen des Flusses auf. Anderseits kann aber auch die Kenterung nach dem niedrigsten Wasserstand nicht sofort auf die Flußströmung Einfluß gewinnen; das Gefälle bleibt zunächst noch zu groß, als daß die beginnende Stauung den Fluß sofort zum Kentern zwingen könnte. Er kämpft vielmehr noch lange um die Oberhand und unterliegt erst um die Zeit der höchsten Flut. Die Zeit, während welcher der Fluß in umgekehrter Richtung fließt, d. h. die Dauer der Flut im Fluß, ist umso kürzer, je weiter man sich vom Meere entfernt, und sie reduziert sich schließlich auf Null. Die Stelle, an der dieses eintritt, nennt man die Flutgrenze, das ganze Gebiet von hier abwärts bis zur Mündung das Flußgeschwelle[146]). Das längste Flußgeschwelle würde mit 870 km dem Amazonenstrom zukommen. Der Yangtse wird während seiner winterlichen Tiefstände bis rund 500 km vom Ozean von den Gezeiten beeinflußt, im Sommer aber werden diese durch den hochangeschwollenen Strom bis viel weiter abwärts unterdrückt. Überhaupt sind reißende Ströme mit starkem Gefälle der Ausbildung von Flußgeschwellen nicht günstig, so daß selbst der Riesenstrom des

Kongo schon in 170 km Entfernung vom Ozean durch die hier vorhandenen Stromschnellen ein weiteres Hinaufgehen der Gezeiten verhindert [147]). Wie groß infolge der Verhältnisse der Flußgeschwelle die zeitliche Differenz von Ebbe und Flut sein kann, zeigt z. B. der Severn, welcher bei Newnham nur $1^1/_2$ Stunden braucht, um vom tiefsten bis zum höchsten Stand anzusteigen, während es 11 Stunden dauert, bis das Wasser wiederum auf das Minimum seines Standes gesunken ist. Bei so plötzlichem Ansteigen des Wassers rollt dasselbe über seichte Stellen und niedrige Uferbänke mauerartig in schäumender Brandung aufwärts und bietet die Erscheinung dar, die man Bare oder Bore (im Französischen barre, mascaret, raz de marée, im Englischen bore) (Fig. 46) nennt. In Deutschland, dessen Flüssen die Erscheinung in deutlicher Ausbildung jedenfalls zur Zeit fehlt, spricht man wohl auch von der sogenannten Flutbrandung, der Sprungwelle oder dem Stürmer.

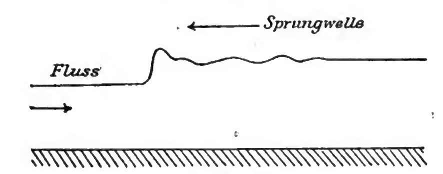



Fig. 46.
Profil durch eine Sprungwelle (Bore) nach COMOY aus O. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, S. 303, Fig. 88.

Die Bore, über deren Erscheinungsform im Einzelnen etwa die Darstellungen von O. KRÜMMEL [148]) und M. P. RUDZKI [149]), welche die Originalliteratur verarbeiteten, eingesehen werden mögen, ist wesentlich durch Untersuchungen an französischen Flüssen allgemeiner bekannt geworden. Besonders stark ist sie in der Seine. In England besitzt sie u. a. der Severn. In Nordamerika kennt man eine Bore im Petitcodiac-Fluß bei Moncton am Nordende der Fundybai (Fig. 47) und in der Mündung des Colorado in den Golf von Kalifornien. In Südamerika ist die Erscheinung als Pororoca, d. i. krachendes Wasser, seit langer Zeit im Mündungsgebiet des Amazonenstroms bekannt und auch in anderen Ästuaren weit verbreitet. Von asiatischen Flüssen besitzt sie besonders ausgeprägt der Hugli bei Kalkutta und der Tsientang-kiang, das breite Ästuar, das sich südlich von der Jangtsemündung nach Hangtschou hinaufzieht; hier erreicht die Sprungwelle bei Haining nicht selten 8 m Höhe und bewegt sich, von den hohen Uferdeichen aus gesehen, als ein mehrere Kilometer langer Wasserfall mit der Geschwindigkeit von 12—13 Knoten (oder 6,5 m pro Sekunde) stromaufwärts, wobei in der Nacht das Brausen bis auf 22 km Abstand gehört wird.

Im Tsien-tang tritt die Sprungwelle übrigens bei jeder Flut auf, während sie in der Mehrzahl der Fälle auf die Syzygien beschränkt zu sein pflegt.

Der hintere uneben-wellige Abfall der Sprungwelle ist flach; der vordere aber wird so abschüssig, daß hier das Wasser vom Kamm der Welle mit Getöse und unter Schaumbildung herunterfällt. So läuft die Welle mit breiter, geradliniger oder nach vorn sogar konkaver, wallartiger Front den Fluß hinauf, eilt also an den Ufern, wo sie, ebenso wie über Sandbänken, brandet, vor, während sie in der Mitte bei sonst normaler Wassertiefe nicht immer eine Brandung erkennen läßt. Bei einigen



Fig. 47.
Bore im Petitcodiac-Fluß bei Moncton am Nordende der Fundy-Bai, Neu-Braunschweig, Canada, flußabwärts gesehen. Nach einer käuflichen farbigen Abbildung.

Flüssen tritt die Sprungwelle erst ein gutes Stück oberhalb der Mündung auf, so in Ganges, Seine, Orne, Garonne, Dordogne u. a., während sie in anderen, was aber seltener ist, gleich über der Mündungsbarre entsteht (Couesnon). Immer aber ist ihre Bildung geknüpft an eine ausgeprägte Verringerung der Wassertiefe im Flußbette oder eine sehr starke seitliche Verengerung, verbunden mit einer scharfen Biegung des Bettes (Hugli bei Diamond Point), daher auch nicht so sehr die eigentliche Trichtermündung (Ästuar im landläufigen Sinne) ihr Schauplatz, als vielmehr der noch oberhalb derselben gelegene Teil des Flußgeschwelles. Gerade in der plötzlichen Verengerung des Durchflußprofils

dürfen wir wohl überhaupt mit COMOY und KRÜMMEL die Ursache der ganzen so merkwürdigen Erscheinung erblicken. Wie die „Hinterflut" dadurch ein Extragefälle erhält und das hier überschüssige Wasser mit vermehrter Geschwindigkeit über die „Vorderflut" bis an den Fuß der Welle hinüberströmt, wo es eine steil abfallende, von hinten nach vorn sich überwälzende Wassermauer bildet, hat KRÜMMEL im einzelnen auseinandergesetzt. Für uns aber ist die Erscheinung, die in den davon betroffenen Flußmündungen auch die Schiffahrt wesentlich beeinflußt, von Wichtigkeit wegen ihrer sedimentumlagernden Folgen, welche an der starken Trübung der schlammerfüllten Wasser der Bore erkannt werden.

### Die Deltas und die Faktoren ihrer Bildung

Ist die Ausbildung von Ästuaren das Produkt einer kombinierten Tätigkeit von Fluß und Meer, so ist das Delta, dessen Bildungen wir nunmehr kurz besprechen wollen, recht eigentliches „Flußwerk" (G. BRAUN). Gleichwohl dürfte in der vorliegenden Darstellung eine Betrachtung der an Meeresküsten entstehenden Deltabildungen nicht fehlen, die ja z. T. wenigstens am Meeresboden selbst vor sich gehen und für viele fossile Sedimente Vergleichsobjekte abgeben. Eine wichtige Zusammenfassung über die Deltas gab R. CREDNER[150]).

#### Die Entwicklung der Deltas

Das Delta ist immer ein Vorbau, und zwar ist seine Grundform, die jedoch deutlich nur in Seen und Haffen zu beobachten ist, stets eine dreieckige Spitze. „Das Meer andererseits strebt einem Zurunden und Glätten der Uferlinie zu, Wellen und Strom bemühen sich, den vom Fluß mitgeführten Schutt an dem ganzen Ufer und vor demselben zu verteilen und abzusetzen" (BRAUN). Die zur Deltabildung führende Verschiebung der Flußmündungen gegen das Meer — das Folgende bezieht sich entsprechend unserem Thema nur auf marine Deltas — erfolgt in verschiedener Weise. Bei Flüssen mit Mündungsbarren wird die Mündung des Flusses immer mehr mit Sedimenten umgeben und dadurch der Schauplatz der Barrenbildung immer weiter meerwärts verlegt, während zugleich der Fluß, nunmehr zwischen niedrigen Dämmen ins Meer hinausfließend, sein Bett in die früher entstandene Barre hinein verlängert. „Das ausgezeichnetste Beispiel solcher hinausgebauter Mündungsbarren zeigt der Mississippi, dessen Mündung 65 km weit in den Golf von Mexiko hinausgewachsen ist und dessen vier Mündungsarme, Passes genannt, ihrerseits noch 15 km weit von Dämmen begleitet sind" (PENCK). Anders bei Gezeitenflüssen; hier verschlammen im oberen Teile des Ästuares allmählich die Ufer, in den äußeren Teilen des Trichters wachsen die Bänke bis zum Flußniveau an, fallen bei Ebbe als Wattenflächen trocken, versanden schließlich (in den Tropen besonders begünstigt durch

die weiter unten noch zu besprechende Mangrove-Vegetation), bis einzelne Wasserarme zwischen niedrigen Inseln dahinfließen. Diese Wasserarme „sind zunächst noch Teile des Ästuars, allmählich schließen sich aber auch ihre Ufer zusammen, ihr Boden wird durch Schlammfall erhöht und endlich werden sie Flußarme, die also aus Gezeitenkanälen hervorgegangen sind. Unterdessen ist die Bank vor dem Ästuare weiter seewärts gewandert. Die Mündungen des Niger, des Ganges und des Irrawaddy liefern . . . treffliche Beispiele.“ „Flüsse, welche ihre Mündungen verschieben, verlängern ihr Bett . . . , ihre Gefällskurve wird verändert. Es tritt notwendigerweise oberhalb der verschobenen Mündung eine Erhöhung des Flußbettes ein und damit die Möglichkeit der Laufverlegung. Neben seiner ins Meer hinausgebauten Mündung gewinnt der Fluß alsbald eine neue, indem er sich auf der einen oder anderen Seite derselben einen Weg zum Meere bahnt und in neuer Richtung Aufschüttungen bewirkt. Dies wiederholt sich solange und so oft, bis rings um die ursprüngliche Mündungsstelle ein oben flach, unter dem Gewässer steil abfallender Schuttkegel entstanden ist. Derselbe wird Delta genannt, weil manchmal über ihm eine dauernde Teilung des Flusses in zwei Arme stattfindet, die samt der Küste ein Δ-ähnliches Stück Land einschließen . . . . Diese Gabelung kann fehlen oder durch vielfache Verästelungen des Flusses ersetzt sein. Auch ist das Wachstum des Deltas nicht immer so regelmäßig, vielmehr bleiben zwischen den einzelnen Aufschüttungen nicht selten Deltaseen“ (PENCK).

Über das Maß des Wachstums der Deltas gibt CREDNER eine große Zahl von Angaben, die aber nach seiner eigenen Meinung zum größeren Teile sehr unzuverlässig sind. So gibt er von uns hier interessierenden marinen Fällen als jährliches mittleres Wachstum im Maximum 350 m (Mississippi nach DE BEAUMONT) und im Minimum 1 m (Tiber nach RECLUS) an. Doch sind gerade die Angaben über das jährliche Wachstum der „Passes“ (Pässe) des Mississippi, für welchen ein jährlicher Transport von 370 Millionen Metertonnen an Sinkstoffen angegeben wird, mit großer Vorsicht zu betrachten, da es infolge der vielfach wechselnden Verhältnisse der einzelnen Jahre keineswegs als ausgemacht gelten kann, daß selbst der von den meisten Autoren angenommene Wert von 80 m durchschnittlichen jährlichen Wachstums nicht noch zu hoch gegriffen ist. Gleichwohl dürfen die Veränderungen in der Lage der Küstenlinie durch Deltabildung nicht unterschätzt werden; das zeigt am besten die Arbeit von Euphrat und Tigris.

Der Schatt-al-Arab [151]), „der gemeinsame, etwa 150 km lange Vereinigungsstrom des Euphrat und Tigris, bestand in der ältesten historischen Vergangenheit des Landes, d. h. zur Zeit der Sumerer und Akkader, noch nicht. Erst aus den letzten Jahrhunderten vor Beginn unserer Zeitrechnung liegen historische Überlieferungen aus diesem Gebiete vor.

Die Historiker schließen daraus mit Recht, daß sich der persische Meerbusen vor $2^1/_2$ Jahrtausenden noch über 100 km weit in das Land erstreckte, und der Geologe darf vermuten, daß die Zuschüttung des Stromgebietes lediglich durch die aufhöhende Sedimentation der beiden Ströme erfolgt ist. Demnach ist dem persischen Meerbusen im Verlaufe verhältnismäßig geringer Zeit eine Alluvialzone von 130—140 km Breite abgewonnen worden". Hier, wie bei den indischen Deltaflüssen wird das beständige Vorrücken des Alluvialbodens aufs Wirksamste durch die üppige Wucherung der Mangrove gefördert, die bei ihrem raschen Wachstum jede von der Ebbe entblößte Sandbank mit ihren Wurzeln umschlingen und festhalten kann, entstehende Inseln vor Zerstörung durch die Flut bewahrt und so in diesem ihr sehr zusagenden Brackwasser zu einem ungemein fördernden Faktor der Verlandung wird. Wenn mit den 53 m jährlichen Fortschrittes der Schatt-al-Arab auch sämtliche Flüsse Asiens mit Ausnahme des Tereks übertrifft, auch den altersmüden Nil dreizehnfach im Vorschieben des Deltas überholt, so steht er doch hinter den eifrigsten Deltabauern der Erde, hinter Mississippi, Po und Rhone noch zurück. Aber das stete Wachsen der unterseeischen Mündungsarme, der Chôr, die schon jetzt bis zu 40 km weit in den Persischen Meerbusen hineinreichen, führt die ganze Nordhälfte desselben unaufhaltsam ebenfalls der Verlandung entgegen[152]).

### Die Gestalt der Deltas in der Horizontalen

Die Gestalt der Deltas in der Horizontalen wird nicht selten von vorbeistreichenden Meeresströmungen beeinflußt[153]). Die drei in gleicher Weise nach links (Osten) abgelenkten Deltas des Mississippis, der Rhone und des Ebro erklären sich durch Eingreifen der in allen drei Fällen nach Westen gerichteten Meeresströmung. Der fluviatile Schlamm wird nach rechts abgelagert, bildet dort bei hohem Oberwasser einen Widerstand, so daß der Fluß leichter nach links, also nach Osten durchbricht. So verlegt der Fluß mit jeder Hochflut seine Mündung nach links. Diese Tendenz zu stärkerer Sedimentsabscheidung an der rechten Seite der Mündung wird in den genannten der Nordhalbkugel angehörenden drei Fällen durch das Eingreifen der Erdrotation, welche das Flußwasser nach rechts drängt, unterstützt[154]). Daß dort, wo Küstenversetzung und Meeresströmungen das Übergewicht bekommen, das weitere Vorschieben eines Deltavorbaues gegen das Meer ganz aufhören kann, worauf z. B. THOULET[155]) in einer neueren Darstellung besonderes Gewicht gelegt hat, bedarf keiner weiteren Erörterung.

### Die Mächtigkeit der Deltaablagerungen

Nach CREDNER sollten die Schlammassen des Nils nur in einer Mächtigkeit von 10, im Maximum von 15 m auf dem lockeren Meeres-

sand, welcher den Boden der vom Nilschlamm erfüllten Meeresbucht bildet, auflagern. Indessen haben spätere Bohrungen, z. B. bei Sagasig gezeigt, daß Nilschlamm bis 38 m unter dem Meeresspiegel vorhanden ist, darunter aber noch bis über 97 m Tiefe grobe fluviatile Sande oder Kiese liegen, die bei höherer Lage des Flusses abgesetzt worden sein müssen[156]), worauf wir weiter unten noch einmal zurückkommen. In anscheinend noch größerer Mächtigkeit liegen fluviatile Anschwemmungen im Delta des Po, wurden dieselben doch in der Gegend von Venedig mit zwei bis 137,8 bezw. 172,5 m niedergebrachten Bohrungen nicht durchsunken. Ähnlich beträchtliche Mächtigkeiten glaubten manche Autoren für die Alluvionen des Mississippi annehmen zu sollen. Indessen haben spätere Untersuchungen ergeben, daß die Mächtigkeit des eigentlichen Mississippi-Deltas bei New-Orleans nur 9,5—16 m beträgt, „und erst am Beginne der Stromspaltungen („head of the passes“) steigert sie sich auf 30 m, um dann entsprechend der steileren Neigung des Seebodens in schnellerem Maße zuzunehmen.“ Auch das eigentliche Gangesdelta bei Kalkutta hat nur eine durchschnittliche Mächtigkeit von 18 m. Es ergibt sich also die überraschende Tatsache, daß gerade umfangreiche Deltas, wie diejenigen des Mississippi und des Ganges, unerwartet geringe Mächtigkeiten besitzen.

Es knüpft sich hieran eine eminent wichtige geologische Frage: Besonders von amerikanischen Autoren (Barrell, Grabau u. a.) wird nämlich marinen Deltabildungen eine große Bedeutung für die geologische Vergangenheit zugesprochen, und in der Tat dürften viele fossile Vorkommnisse dem einen oder anderen Teile von Delten entsprechen, wobei nicht außer acht bleiben darf, daß ja in jedem Delta nicht nur subaërische, sondern auch fluviatile und marine Bildungen ein sehr komplexes Gebilde schaffen, das bei Verschiebung im horizontalen Sinne im Laufe der geologischen Zeit äußerst komplizierte Faziesprofile ergeben muß. Da es aber nur sehr selten gelingen wird, bei fossilen Ablagerungen die morphologische Form dessen, was wir heute als Delta bezeichnen, noch zu erkennen, ergibt sich hieraus die Unmöglichkeit, eine scharfe Unterscheidung von Lagunen- und Ästuarbildungen zu treffen, welchen, soweit es die Fazies betrifft, ähnliche Eigenschaften, wie den Delten, zukommen. Gehen wir aber von den relativ geringen Mächtigkeiten der heutigen großen Delten des Mississippi und des Ganges aus, so werden wir schließen, daß gerade die mächtigsten der Bildungen, welche z. B. Grabau als fossile Deltabildungen ansieht, gar nicht mit Sicherheit mit dem, was wir Delta nennen, parallelisiert werden können, sondern terminale Flußablagerungen auf sinkendem Grund darstellen mögen, die vielleicht niemals ein eigentliches Delta gebildet haben, da, wie Credner u. a. mit Recht bemerkt haben, negative Strandverschiebungen der Ausbildung von Delten entgegenarbeiten. Und wenn wir als Definition des Deltas bei Grabau lesen:

„Deltas are the terminal deposits of rivers", so erkennen wir nunmehr, daß diese Definition viel zu weit ist und man mit dem Attribut „fossile Deltasedimente" sparsamer umgehen sollte, als jene amerikanischen Autoren wollten, und wie es auch bei uns überhand zu nehmen droht.

### Die Deltasedimente

Über die Zusammensetzung der heutigen Deltasedimente wissen wir verhältnismäßig wenig. Was die Korngröße anbetrifft, so finden sich alle Zwischenstufen zwischen den feinsten, flockigen Schlamm- und Schlickteilchen bis zu gröberen Sanden, Kiesen und Geröllen. Die Korngröße hängt bis zu gewissem Grade von der Flußlänge ab. Die Sinkstoffe, welche der Mississippi mit sich führt, bestehen bei gewöhnlichem Wasserstand aus so winzigen Teilchen, daß sein Wasser wochenlang stehen kann, ohne daß sich alle schwebenden Teilchen zu Boden senken. Anderseits fehlen gröbere Geschiebe nicht in solchen Meeresdeltas, deren zugehörige Flüsse nur eine geringe Stromlänge, aber ein beträchtliches Gefälle besitzen.

Die mineralogische Zusammensetzung der klastischen Komponente ist sehr verschieden. Daß aber in den Sanden Quarz überwiegt, bedarf keiner Erklärung.

Verkittung von Sand zu Kalksandsteinen wird aus dem Rhone-Delta beschrieben. Feste kalkige Gesteine sollen sich auch am Boden des Adriatischen Meeres vor der Mündung des Po absetzen. „In noch ausgedehnterem Maßstabe geht die Abscheidung von Kalkcarbonat an der Südküste von Kleinasien vor sich, wo sich sowohl Travertine wie kalkige Sandsteine und Conglomerate an den Mündungen der Flüsse bilden" (Credner). Es mag aber dahingestellt bleiben, ob hierfür mehr ein Kalkgehalt des Flußwassers als relativ hohe Wassertemperatur und Verwesung organischer Substanz unter Bildung von $(NH_4)HCO_3$ als kalkfällendem Mittel von Bedeutung ist; jedenfalls erinnert die Verfestigung der Flußbarren vor den Deltaflüssen der kleinasiatischen Küste sehr an oben erwähnte ähnliche Erscheinungen an den „Steinriffen" der Brasilianischen Küste, mit denen auch J. C. Branner einen Vergleich zog.

In Deltasedimenten sehr verbreitet ist pflanzliches Material, ganz abgesehen von der fein verteilten organischen Substanz, welche die meisten feinkörnigeren Deltabildungen dunkel färbt. Beträchtliche Treibholzmengen finden ihren Absatz im Delta des Mississippi. Massen von verkohlendem Treibholz enthält auch das Delta des Mackenzie-Flusses am nördlichen Eismeer. Durch Verlandung von Deltaseen mit autochthoner Vegetation erklärt sich das häufige Vorkommen von Torf in Delten; auf die Bedeutung dieser Erscheinung für die Bedingungen in paralischen Kohlenbecken sei nur nebenbei hingewiesen.

Von tierischen Resten sind in Deltabildungen die Schalen und Gehäuse von Mollusken, sowohl marinen, wie brackischen und Süßwasserformen, vergleichsweise häufig; daneben kommen auch Landschnecken vor. Nicht selten sind auch Skelettreste von Krokodilen und Schildkröten, neben den eingespülten Knochen von Warmblütern, wie im Delta des Sambesi und des Ganges.

### Der innere Bau der Deltas

Über den inneren Bau der marinen Deltas wissen wir relativ wenig. Als einfaches Schema für den Bau von Delten überhaupt wird im allgemeinen eine Gruppierung der Schichten nach der Dreizahl angenommen[157]): 1. die Bodenschichten, die sich der Bodenform anschmiegen („bottomset beds"), 2. die Mittelschichten, „Schüttschichten" (G. Braun), oder „Stirnabsätze"[158]) (= „foreset beds"), welche als „Schrägschichten"[159]) an der Stirn des Deltas oft mit relativ starken Neigungen aufgeschüttet werden, und endlich die Deckschichten oder Oberlagen („topset beds"), die an ihrer Basis annähernd horizontal, mit ihrer Oberfläche etwas meerwärts einfallend darüberliegen. Die beiden ersteren sind submarinen Ursprunges; ein Teil der Deckschichten aber ist subaërische Bildung. Dieses Schema, welches gleichzeitig ein ausgezeichnetes Beispiel für die Entstehung von „Diagonalschichtung" ist, ist aber eigentlich nur in Seedelten verwirklicht, wo in der Tat Neigungen der aus Kiesen bestehenden Schrägschichten der „Stirnabsätze" von 35° beobachtet worden sind (im Durchschnitt etwa 20—30°). In marinen Delten mit ihren in der Regel viel feinkörnigeren Ablagerungen kommen solche Neigungen jedoch so gut wie gar nicht[160]) vor; hier geht der Absatz vielmehr in annähernd horizontalen Schichten vor sich, ganz im Gegensatz zu dem, was manche Autoren als „Delta-Schichtung" bezeichnen, ein Ausdruck, welcher wohl besser durch „Flußschichtung" zu ersetzen wäre.

### Die Entwicklung von Gasen aus Deltasedimenten und die mud lumps des Mississippi-Deltas

Innerhalb mancher Deltas ist die Entwicklung von Gasen aus den den Schlammassen beigemengten, sich zersetzenden organischen Substanzen zu beobachten[161]). Brennbare Kohlenwasserstoffgase sollen nach Credner aus Bohrungen im Po-Delta aufgestiegen sein; am äußeren Rande des Niger-Deltas soll sich Schwefelwasserstoff aus den Deltaablagerungen entwickeln, offenbar infolge der Wechselwirkung sich zersetzender organischer Substanzen mit gelösten Sulfaten.

Am auffälligsten ist aber wohl die Gasentwicklung, welche im Delta des Mississippi besonders reichlich in den sogenannten „mud-lumps", Aufwölbungen der vor den Passes gelegenen, schlammigen Mündungsbarren,

vor sich geht. Nach den älteren Mitteilungen von E. W. HILGARD[162]) entstammen die Gase der untersten Schicht der eigentlichen Deltasedimente, 11—19 m unter Tage. Man glaubte anfänglich, die aus den Versuchsbohrungen bei New Orleans so reichlich aufdringenden Gase, deren Zusammensetzung J. B. KNIGHT zu 91,81 % $CH_4$, 2,97 % $CO_2$, 5,32 % N und einer Spur „Kohlenwasserstoff" ermittelte, zu Beleuchtungszwecken verwenden zu können. Als Zusammensetzung des Gases aus dem Ostkrater von Marindins Lump vor dem Passe à l'Outre gibt HILGARD an 86,20 % $CH_4$, 9,41 % $CO_2$, 4,39 % N. Eine neuere Analyse der mud-lump-Gase von E. W. SHAW[163]) ergab auch noch das Vorhandensein von O, dessen Beteiligung HILGARD ausdrücklich leugnete. Gerade der vorletzt genannte Autor hat sich aber neuestens speziell mit den mud lumps befaßt und eine Erklärung versucht, welche durchaus im Gegensatz zu der älteren und am nächsten liegenden Annahme steht, daß es sich um Bodenauftreibungen nach der Art der Schlammsprudel — die wir als Inselbildner bereits in Band I kennen gelernt haben — handelt[164]).

Die „mud lumps" genannten Inselchen sind Aufwölbungen des Schlammbodens meist innerhalb der vor den „Passes" bis wenige Meter unter Wasser aufragenden Mündungsbarren. Sie sind auffallenderweise am zahlreichsten auf der rechten Seite der Mündungen, wofür m. W. bisher eine Erklärung nicht gegeben worden ist; wahrscheinlich handelt es sich um eine Wirkung der Strömung, da das ausströmende leichte Flußwasser, von der Erdrotation erfaßt, den Weg nach Westen, d. h. nach rechts einschlagen muß und hierdurch jedenfalls die Bildung der Sedimente der Mündungsbarre unsymmetrisch beeinflußt werden dürfte. Westsetzender Strom ist in der Tat in diesen Gegenden durch die Stromversetzungen erwiesen. Die mud lumps erheben sich mit ihrer abgestumpft kegelförmigen Spitze, die vielfach einen „Kratersee" beherbergt, 2½—3 m, seltener mehr über die Wasseroberfläche und zeigen, soweit sie einander benachbart liegen, eine auffällige Gipfelhöhenkonstanz.

Ihre Entstehung geht oft in wenigen Tagen vor sich; andere bedürfen Jahre hierzu. Auch relativ rasches Versinken kommt vor; sonst fallen die Gebilde in der Regel in wenigen Jahren den Wellen zum Opfer. Entstehung und Tätigkeit der mud lumps sind besonders aktiv während und unmittelbar in der Folge hohen Wasserstandes.

Ihr Zentrum besteht aus dunkelblaugrauem Ton und wird von aufgerichteten Schichten von Sand und „silt" (0,05—0,005 mm Korngröße) umgeben, die im allgemeinen umlaufendes Streichen und 20—45° Neigung zeigen, so daß SHAW von einem Bysmalith-ähnlichen Aufbau sprechen konnte. Zahlreiche Spalten durchziehen die Oberfläche. An diese Spalten sind die „mud springs" gebunden, welche Salz- und Schlammwasser neben Sumpfgas fördern.

Das Vorkommen dieser Schlammvulkane auf den Gipfeln der mud lumps legte nun die von R. CREDNER und vielen anderen gehegte Vermutung nahe, daß das Aufdringen des Sumpfgases allein die Ursache der mud lump-Bildung überhaupt sei; dabei mochte man annehmen, daß dieselbe entweder durch eine kontinuierliche Entgasung des Schlammes sich allmählich nach Art der gewöhnlichen Schlammvulkane in Erdöl-, bezw. Erdgasgebieten aufbauen oder daß größere Ansammlungen solchen Gases unter einer relativ undurchlässigen Decke neuen Sediments diese allmählich zu einer Blase emportreiben, bis letztere zerreißt und die Gase entweichen können; in diesem Falle würde es sich um ein vollständiges Analogon zu der Inselneubildung im Ögelsee in der Provinz Brandenburg handeln, die H. POTONIÉ 1911 beschrieben hat und auf welche wir ebenfalls bereits einmal vergleichsweise zu sprechen kamen.

Nach SHAW würde indessen das Aufdringen der Gase auf den Rissen der mud lumps nicht die Ursache der Aufwölbung derselben, sondern nur eine Begleiterscheinung dieser Aufwölbung darstellen, und zwar lassen sich folgende Gründe hierfür anführen: 1. Die Aufwölbung der mud lumps geht nicht explosionsartig vor sich. 2. Zahlreiche Bohrungen haben die Basis der Tone der mud lumps erreicht, ohne große Gasmengen anzutreffen. 3. Die mud lumps sind stets mit den Mündungen der „passes" verknüpft, was besonders zu erklären wäre, falls Gase die Hauptrolle spielten. 4. Die leicht beweglichen Tonlagen sind in den mud lumps verdickt, nicht verdünnt. 5. Die entweichende Gasmenge ist relativ gering. 6. Die gleichmäßige Höhe der mud lumps scheint einem Druckgleichgewicht zu entsprechen, was bei Entstehung durch Gasaufpressung schwer verständlich wäre. Man muß SHAW recht geben, daß die ältere Anschauung nicht alle Eigentümlichkeiten der mud lumps erklärte; wenn der Autor demgegenüber jedoch vermutet, „that the mud lumps are produced by a gentle seaward flow of layers of semifluid clay under the land and the shallow water near the ends of the passes, where this flow is opposed by the comparatively resistant parts of the foreset beds. The tendency to flow is assumed to be due to pressure developed by constant additions of sediment. Between the passes, where the material is clayey and very yielding, this flow may reasonably take place without much upward buckling anywhere, but near the ends of the passes, where wave and current action sort the sediment and carry away some of the fine particles, leaving the more resistant material, the material is more sandy and resistant", so vermag man dieser vom Autor selbst als vorläufig bezeichneten Hypothese deshalb nur wenig Zutrauen entgegenzubringen, da ein derartiges Fließen eine immerhin „flüssige" Beschaffenheit der Masse voraussetzen ließe, die ein Aufstauen bis mehrere Meter über den Wasserspiegel nicht zulassen würde, zumal in dem so absolut niedrig gelegenen Gebiet der hierzu nötige hydrostatische Druck fehlen

würde. Und so gelangen wir dazu, zu der alten Anschauung von LYELL und HILGARD zurückzukehren, wonach es sich um den bestimmt lokalisierten Ausgleich eines Druckes handelt, der von den höheren Sedimentlagen auf die tieferen Lagen ausgeübt wird, aber ohne spontanes Schlammfließen über größere Regionen; wenn SHAW hiergegen anführt, daß die tieferen Lagen keineswegs plastischer seien, als die höheren, sondern ebenso aus abwechselnden Schichten verschiedener Korngröße beständen, so wendet er sich eigentlich gegen seine eigene Hypothese, die ja ein Fließen von Schlamm in noch viel größerem Maßstabe annimmt. Wie aber die Aufstauung des Haffmergels unter dem Druck der Wanderdüne auf der Kurischen Nehrung auch nur auf lokalen Druck zurückgeht, so glaubten wir auch für die mud lumps eine der HILGARDschen näherstehende Anschauung vorziehen zu sollen. Daß dichtgepackte Sandschichten für Gase relativ undurchlässig sind, haben Versuche von POTONIÉ gezeigt; und es ist sehr leicht verständlich, daß dort, wo kuppelförmige Aufpressungen des Schlammuntergrundes überhaupt erst einmal stattfanden, sich nicht nur die plastischeren Materialien verdicken müssen, sondern sich auch die im Schlamm sich entwickelnden Gase besonders ansammeln werden, deren Vorkommen ja überall in der Erdrinde an die Antiklinalen gebunden ist. Das Nachdringen des plastischen Schlammes erklärt aber einmal die größere Mächtigkeit desselben an Stelle der mud lumps, zum anderen bedingt es die Stabilität derselben, soweit solcher Schlamm an Stelle entwichener Gase getreten ist; die Anreicherung der Gase aber dürfte das Gewicht einmal aufgewölbter Partien erleichtern und so, wenn auch indirekt, zur Verstärkung der Aufwölbung beitragen, wie das schon LYELL annahm. Möglicherweise findet aber vor den Mündungen der „passes“ eine verstärkte Gasbildung im Schlamm statt, weil hier infolge der Vermischung von Süß- und Meerwasser besonders viel planktonisches Leben absterben dürfte und zudem sich auf den Mündungsbarren besonders viele, bald in Zersetzung geratene pflanzliche Substanzen, Zweige, Blätter, Früchte usw. anhäufen. Wenn aber die Anschauung HILGARDS, daß stärkere Tiefenerosion des Flußwassers für die lokalisierte Aufhebung des Drucks der überlagernden Sedimente (und nachträgliche Aufwölbung) verantwortlich zu machen sei, nicht auf alle mud lumps, wie SHAW bemerkt hat, zutrifft, so spricht doch auch die erhöhte Tätigkeit derselben während und nach Hochwasser für die Wirksamkeit des Druckes von oben. Ob hierbei als Druckerzeuger die Mündungsbarre selbst oder ob auch anderseits Entlastungen durch Abrutschen übersteil sedimentierter Schlammböschungen eine Rolle spielen, das muß vollkommen dahingestellt bleiben, und es ergibt sich hieraus, daß die mud lumps des Mississippi-Deltas ein wahrscheinlich sehr kompliziert bedingtes Phänomen darstellen, dessen volles Verständnis erst die Zukunft bringen mag. Vermutlich ist weder HILGARDS

noch SHAWS noch CREDNERS (um nur einen Vertreter anzuführen) Anschauung richtig, sondern eine Kombination aller dreier Hypothesen wird den Tatsachen zurzeit noch am ehesten gerecht.

Danach darf trotz der Arbeit von SHAW eine Nachuntersuchung der mud lumps, und zwar möglichst während der Zeit ihres Aufbaus durch erhöhte Tätigkeit, als äußerst wünschenswert bezeichnet werden.

### Die Bedingungen der Deltabildung

Zur Vervollständigung unserer Darstellung über die Deltas mag kurz hinzugefügt sein, welche Bedingungen als wesentlich für die Entstehung derselben zu gelten haben. CREDNER kam zu dem Resultat, „daß der Sedimentführung der Flüsse, der Stromgeschwindigkeit der letzteren, den Tiefenverhältnissen vor den Flußmündungen, der mechanischen Tätigkeit des Meeres in ihrem Einflusse auf die Deltabildung eine nur lokale Bedeutung beigemessen werden kann, daß es hingegen säkulare Hebungen der Festlandsküsten und die Erniedrigung des Wasserstandes von Binnenseen sind, unter deren Einfluß die Anschwemmungen der Flüsse trotz sonst vorhandener ungünstiger Verhältnisse zu Deltas über den Wasserspiegel hervortreten, während im Gegenteile Senkungen der Meeresküsten und Erhöhung des Wasserspiegels in Binnenseen die Bildung von Deltas an ausgedehnten Küstenstrichen der Festländer und an den Gestaden mancher Binnenseen verhindern und früher an denselben entstandene Deltas unter den Fluten wieder verschwinden lassen". Indessen wäre es unrichtig, nunmehr jedes Delta auf eine negative Strandverschiebung zurückzuführen; denn, wie SUPAN treffend bemerkt hat, sind gerade gewisse typische Hebungsgebiete, wie die pazifische Küste der neuen Welt oder das Mündungsgebiet des Amurs frei von Deltas. Ferner haben die bereits erwähnten Bohrungen im Nildelta von ca. 38 m bis über 100 m Tiefe unter dem Meeresspiegel Lagen grober Sande und Kiese angetroffen, zu deren Bildung eine 30—90 m höhere Lage des Landes erforderlich scheint, so daß die Bildung der jetzigen Deltaablagerungen mit einer positiven Strandverschiebung begonnen hätte; und F. W. PAUL LEHMANN[165]) konnte noch kürzlich ein recht beträchtliches Wachstum des Donau-Deltas trotz positiver Strandverschiebung feststellen. Anderseits ist das Auftreten von „Baumstämmen in ungestörter Lagerung" und von Torflagern nur mit Vorsicht für ähnliche Schlüsse zu verwerten, denn erstere könnten sehr wohl allochthon verfrachtet und in jener Stellung sedimentiert sein, Torflagen erfahren aber bekanntlich bei Bedeckung mit jüngerem Sediment Zusammenpressungen; zudem müssen auch die Schlammablagerungen der Deltas selbst erheblich in sich zusammensinken, da ihr Wassergehalt mit der Zeit ausgepreßt wird; es müßten solche Torflager also immerhin in recht erheblichen Tiefen gefunden

werden, wenn sie für eine positive Strandverschiebung beweiskräftig sein sollen. Nach alledem wird es für die einzelnen Deltas besonderer Untersuchungen bedürfen, um die Bedeutung der verschiedenen fördernden und hemmenden Faktoren klar zu stellen. Daß positive Strandverschiebungen die Mächtigkeiten sich bildender Deltas günstig beeinflussen müssen, mag immerhin im Hinblick auf früher Gesagtes hervorgehoben sein; aber es wird in jedem einzelnen Falle von dem Verhältnis des Senkungsbetrages zur Mächtigkeit der Deltaaufschüttung abhängen, ob das Delta ein unterseeisches bleibt oder sich bis über den Meeresspiegel aufbaut. Auf alle Fälle dürfte die zwiefache Fazies der Flußmündungen, von der wir ausgegangen sind und die schon CREDNER unterscheidet, das Ästuar und das Delta (einschließlich der unterseeischen Deltas) scharf auseinander gehalten werden müssen.

### Die Bedeutung der Mangrove-Vegetationen für den Schlickabsatz an tropischen Küsten

Unübertreffliche Schlickfänger, besonders auch in Flußmündungen, sind die Mangrovedickichte tropischer Küsten. Über die Biologie dieses Strand- oder Flutgehölzes aus Sträuchern und niederen Bäumen, die durch reiche Ausbildung von Stelzwurzeln etwas strauchartig werden, entnehme ich einer neueren Darstellung von E. RÜBEL[166]) Folgendes:

„Die Stelzwurzeln dienen zur Befestigung in dem losen Schlamm, indem dieses Gehölz nur bei Ebbe ganz aus dem Wasser auftaucht, bei Flut erheben sich nur die Kronen über die Wasserlinie. Das salzige Meerwasser macht den Standort physiologisch trocken, daher zeigen diese Gewächse auch xerophytische Anpassungen. Dem Sauerstoffmangel im Schlammboden entsprechen die Pneumatophoren, vertikal emporgerichtete, spargelartige Gebilde, die in die Luft hinausragen. Die Sicherung der Keimung an dem ungünstigen Standort ist eine ganz eigenartige. Bei Rhizophora z. B. ist hochgradige Viviparie ausgebildet. Aus der nußgroßen Frucht wächst bei der Reife ohne Ruheperiode der Keimling heraus, bei Rhizophora bis zu 60 cm, bevor er abfällt. Dieser schwere Keimling bohrt sich beim Abfallen in den Schlamm und wächst sehr rasch an. Diesen schwierigen Bedingungen sind nur wenige Arten gewachsen, wir zählen deren nur 26 (4 aus dem Westen, 22 aus dem Osten). Die Assoziation der amerikanischen Mangrove besteht aus Rhizophora Mangle, der Combretacee Laguncularia racemosa und den Verbenaceen Avicennia tomentosa und A. nitida. Am weitesten ins Wasser dringt Rhizophora Mangle ein, bildet also den Pionier der Gesellschaft. Die Assoziation besiedelt die tropischen Schlammstrande und dringt an der Küste nordwärts bis Südflorida (27° bis 28° n. Br.) vor.“ Einen noch weiter nördlich (32° N) gelegenen Vorposten dieser den Strand wind- und wellengeschützter Buchten und Lagunen mit

einem dunkelgrünen Band einsäumenden, einförmigen Pflanzenbestände bilden die Bermudas.

Die viel reichere östliche Mangrove, die man als Rhizophoretum mucronatae bezeichnen kann, hat ihr Zentrum in Hinterindien und dem Malayischen Archipel; die letzten verarmten Ausläufer reichen bis Südjapan (Rhizophora mucronata bei 32° n. Br., Kagoshima auf Kiushiu), Avicennia officinalis bis Neuseeland, wo sie zum niedrigen Strauch geworden ist. Neben den genannten Arten kann auch Sonneratia acida zum Dominieren kommen, an anderen Stellen die graue Avicennia officinalis var. alba. Der südlichste Punkt, wo Mangrove gefunden wird, ist wohl die Chatham-Insel (44° s. Br.) östlich von Neuseeland.



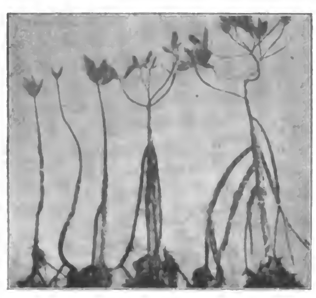


Fig. 48.
4 Mangrovefrüchte und junge Mangroven in verschiedenen Altersstadien. $^1/_{10}$ nat. Größe. Nach Th. W. Vaughan in Smithsonian Misc. Coll. vol. 52. S. 462, Fig. 79, 80.

Anschauliche Schilderungen, in welcher Weise der „Gezeitenwald" zum Festhalten von Sediment und zur Neubildung von Land befähigt ist, verdanken wir L. Agassiz in seinem großen Bericht über die Florida-Riffe und Al. Agassiz im „Blake"-Werk, eine kürzere Mitteilung und ausgezeichnete Abbildungen, die auch die Entwicklung der Pflanzen von Jugend auf darstellen, Th. W. Vaughan[167]). „The fruit of the mangrove (Rhizophora mangle Linn.) is an elongate body, from six inches to a foot long, about half an inch thick, with a pointed distal, and an enlarged and heavy proximal end, the calyx still adhering to the latter. (Fig. 48.) These cigarrshaped bodies drop into the water and are carried hither and thither by the waves and currents, to settle on any soft bottom where the water at low tide does not exceed about one foot in depth. They sprout and quickly take rout" (Vaughan). „Upon the flats which have reached the surface of the sea the young mangrove plants drift

in immense quantities . . . . .; they float vertically, and when once stranded soon work their way into the soft mud of the flats, and take root, sending out shoots in all directions. The new stem rises rapidly, sending down new shoots to the ground from higher points, forming thus an arch of roots from which spread the branches of the mangrove trees. (Fig. 49.) Around such a nucleus additional sand and mud soon collect, and gradually build up extensive islands, covered with a thick tangle of mangroves and other plants" (A. AGASSIZ). (Fig. 50.)



Fig. 49.
Mangrove. Pigeon Key, Florida. Nach Th. W. VAUGHAN in Smithsonian Misc. Coll. vol. 52. Tafel XLIX, Fig. 1.

E. WERTH[168]), der sich besonders mit der östlichen Mangrove beschäftigt hat, bemerkt übrigens, daß die Stelzwurzeln keine absolute Vorbedingung für Mangrove sind; „sie kommen nur den Rhizophoraceen zu, fehlen aber den Mitgliedern aus anderen in der Mangrove vertretenen Pflanzenfamilien. In der ostafrikanischen Mangrove ist Sonneratia caseolaris der stattlichste Baum, welcher auch bis in das tiefere Wasser, fast so weit wie Rhizophora mucronata, vordringt. Er besitzt ebensowenig Stelzwurzeln, wie Avicennia officinalis, einer der häufigsten Mangrovebäume, der dadurch besonders wichtig ist, daß er die Formation allein weit über die Grenzen der Tropen hinaus ausdehnt; er kommt nordwärts bis zum Sinai vor", und im Süden beobachtete ihn WERTH noch in der Gegend von Sydney (Australien) in 34° südlicher Breite.

Im übrigen darf die uns hier vor allem interessierende Wirkung der Mangrove-Vegetationen auch nicht überschätzt werden. Wo Wind,

Wellen und Brandung zu heftig sind, vermag auch die Mangrove keinen Landgewinn zu erzeugen; ihr grünes Band, dessen Breite sehr wechselnd ist und bisweilen mehrere Kilometer betragen kann, umsäumt besonders die geschützteren Buchten und Lagunen und zieht sich in die Krieks einmündender Flüsse hinein, soweit in denselben durch die eindringende Flut eine dauernde Vermischung mit Salzwasser gewährleistet ist. H. GEHNE[169]), der die Mangroveküste Kameruns bereiste, betrachtet die Mangrove daher auch weniger als Schlammfänger denn als Schlammbefestiger, und dem entspricht es, wenn an vielen Stellen „die Anschwemmung selbst bereits erheblich der Mangrovebewachsung vorausgeeilt" ist.

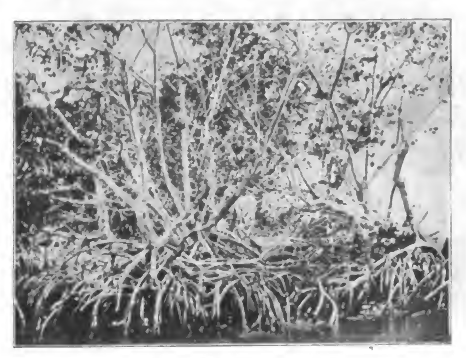


Fig. 50.
Mangrove-Vegetation bei New Cut, Ostufer der Biscayne-Bai, gegenüber Miami, Florida. Nach Th. W. VAUGHAN in Smithsonian Misc. Coll. vol. 52. Tafel XLVIII, Fig. 2.

Der Schlamm, den die Mangrove festhält, bezw. befestigt, ist je nach der Herkunft verschieden. Weicher, heller Riffdetritus ist das Substrat, in dem die Mangrove von Florida gedeiht, die Keys vergrößert und neue bildet. Schwarzer stinkender Schlamm erfüllt die Krieks der Kamerunküste, in denen GEHNE Mangrove wachsen sah. Aber, wo Flüsse aus festländischen Lateritgebieten, wie der Tocantins an der Küste von Brasilien, dicke rötlich gelbe Lehmwolken seewärts hinauswälzen, fand KRÜMMEL auch den Schlick zwischen den Mangrovewurzeln heller gefärbt.

### Schlickbildung durch Seegras- und Tangwiesen

Wie die eigentlich festländischen Pflanzen der tropischen Mangrovegehölze an die periodische Benetzung ihres Fußes durch das Meerwasser

angepaßt sind, so sind anderseits auch unter den Wasserpflanzen solche vorhanden, welche zeitweilig ohne jeden Schaden außer Wasser zu leben vermögen, wie es eben der Aufenthalt in der Gezeitenzone mit sich bringt. Hierher gehören besonders Seegräser (Zostera usw.) und Tangarten (wie Fucus).

In welcher Weise diese Pflanzen, indem sie einerseits die Kraft der Wogen dämpfen und damit die abradierende Tätigkeit der Brandung abschwächen, anderseits aber auch schlammige Bestandteile festhalten, die Verhältnisse vieler Häfen z. T. günstig, z. T. ungünstig beeinflussen, hat schon N. S. SHALER[170]) geschildert.

CHARLES BARROIS[171]) beschrieb unter der Einwirkung solcher Pflanzenbestände erfolgte torfige Schlammbildungen (vases tourbeuses), welche an der Westküste der Bretagne in der Gezeitenzone des kleinen inselreichen Küstenmeeres Morbihan sich bilden. Man findet dort, ebenso wie z. B. im nordwestdeutschen Wattengebiet, Seegras-, und zwar meist Zostera-Felder mit reichem tierischen Leben von Anneliden, sowie zahlreichen anderen skelettarmen Organismen. Das Seegras bildet lange Wurzeln, mit denen es sich im Schlamme stark verankert, und wächst in ausgedehnten Feldern, sogenannten Wiesen, auf einem Schlick, der stellenweise bei jedem Niedrigwasser trocken läuft. Es genügt diesen Pflanzen zur Lebenserhaltung, bei jeder Flut vom Meerwasser bedeckt zu werden, so daß sich die schlickigen Untiefen gelegentlich in dichtbestandene wiesenartige Vegetationsdecken verwandeln. Diese von Seegras gebildeten Teppiche vermindern die Gewalt des bewegten Meerwassers, und jede Flut gibt infolgedessen die in ihr enthaltenen suspendierten Schlickteilchen ab. Gleichzeitig werden herbeigeschwemmte Teile von Organismen, wie allerhand Treibholz usw. angereichert und abgelagert, so daß die Seegrasvegetation nicht nur den Boden verfestigt, sondern auch durch das Festhalten von neuem Sedimentmaterial zur Bodenaufhöhung beiträgt. Das durch die Seegrasfelder hindurchstreichende Wasser wird also gleichsam filtriert; die ständige Wiederholung dieses Vorganges aber erhöht nach und nach den Boden, so daß die Seegrasvegetation, welche ursprünglich nur ausnahmsweise vom Wasser verlassen wurde, nunmehr täglich für längere Zeit trocken liegt; und so nimmt die Erscheinung ihren Fortgang, bis schließlich die Pflanzen verkümmern, ihre sonst mehrere Meter langen Blätter auf nur einige Zentimeter reduziert werden und schließlich nur noch lockere Bestände vorhanden sind. Darauf stellen sich dann wohl Landpflanzen ein, welche ein Strandmoor einzuleiten vermögen, dessen Oberfläche schließlich über dem üblichen Wasserstandsniveau liegt, wodurch weiterhin auch Baumwuchs ermöglicht wird. Nicht selten haben sich Dünen über solchen Mooren angehäuft. Wo die Unterlage dieser Dünen entblößt ist, findet man schwarzen Schlick, reich an organischem Material und darunter noch erkennbaren

Resten der Blätter und Rhizome des Seegrases, vermischt mit zahlreichen anderen pflanzlichen Resten. In dieser Weise sind nach BARROIS viele Küstenmoore der Bretagne entstanden, und manche der an den französischen Küsten beobachteten, jetzt wieder vom Wasser bedeckten alten Waldböden, die sich durch Baumstämme unter Wasser zu erkennen geben, mögen an ihrer Basis solche schlickige Torfbildungen enthalten. Hier handelt es sich also — im Gegensatz zu den, wie früher mitgeteilt wurde, die meisten Torfgerölle unserer Küsten liefernden limnischen Torfen — um echten Meertorf. Bei den vielen Tierresten und Kleinalgen, welche bei der Ablagerung dieser Seegrasschlicke mitwirken, entsteht ein sowohl Sapropel, wie auch Humus enthaltendes Sediment.

Hauptbedingung für die Entstehung dieses Schlicks ist die Vorliebe der Seegräser, auf schlammigem Boden zu wachsen. Hier aber finden sie sich nach P. ASCHERSON[172]) einerseits meist nur bis zu einer Tiefe von 10 m, anderseits treten sie mit Vorliebe in die brackischen Küstengewässer, Flußmündungen, Lagunen usw. ein, wo vor allem der Schutz vor der Brandung und der schlammige Grund ihr Gedeihen begünstigen, und gehen bis in die Gezeitenzone, also auf den Schlammstrand hinauf. Bemerkenswert ist, daß sie selbst unter der heißen Tropensonne z. B. von Borneo und Madagaskar eine stundenlange Entblößung von Meerwasser ohne Schaden ertragen. H. POTONIÉ[173]), der diese Beobachtungen über die Entstehung von Seegrasschlicken bereits verwertete, hat eingehend geschildert, wie die so allmählich aufgehöhten Schlickflächen nach und nach mit verschiedenen Pflanzen besiedelt werden, um schließlich Marschen zu bilden; doch fallen diese Beobachtungen schon aus dem Rahmen unseres Themas heraus.

Hier mag indessen darauf hingewiesen werden, daß auch Tange, welche im Gegensatz zu Zostera nicht auf Schlick-, sondern auf Felsboden wachsen, am Felsstrand häufig große bei Ebbe trocken fallende Bestände bilden. Das gilt insbesondere für die schon früher erwähnten Felswatten der Fundy-Bai (vergl. auch Fig. 23 auf S. 50). Hier wirken diese Tangbestände, wo sie geschlosssen auftreten, als recht wirksamer Schutz nicht nur gegen die Abrasion der Brandungswelle, sondern auch gegen die Einwirkung des Spaltenfrostes, der in diesen Küstengegenden die regelmäßig benetzten freien Felsflächen der Strandpartien in der kalten Jahreszeit außerordentlich stark angreift. Wiesenartige Felder von Fucus serratus auf den zur Ebbezeit aus dem Wasser hervorragenden Riffen vor Helgoland hat u. a. H. POTONIÉ mehrmals geschildert.

### Schlickbildungen in Lagunen von Korallenriffen

Es ist leicht verständlich, daß die Art der klastischen litoralen Schlammsedimente von der Art des aufbereiteten Materiales abhängig ist.

JOH. WALTHER sah im Schutze der Korallenriffe des Roten Meeres stellenweise einen zähen gelblich grauen Tonbrei Strand und Buchten erfüllen. Ein feiner weicher Kalkbrei ist das Sediment der Lagunen der Korallengebiete der Südsee. „Im Hafen von Tongatabu ist er bläulich, thonig, auf den Malediven, Keeling Atoll, Marshallinseln und Bermudas ist es Sand und weicher Thon.. Auf Keeling Atoll besteht die Hälfte der Lagunenfläche aus Korallen, die andere Hälfte aus Schlamm; so lange das Sediment naß war, erschien es kalkig, nach dem Trocknen aber sandig. Große weiße Bänke von sandigem Schlamm kommen an der Südostküste der Lagune vor und bieten eine dicke Vegetation von Seegras den darauf weidenden Schildkröten dar. Der Schlamm war durch humose Beimengungen mißfarbig, löste sich aber in Säuren ganz auf. Der Lagunenschlamm der Bermudas wurde von erfahrenen Geologen für Schreibkreide gehalten. Auf den Marshallinseln fand CHAMISSO in den Lagunen große Flächen von Kalkschlamm; . . . auf Enderbury war der Lagunenschlamm so zähe, daß der Fuß 30—40 cm tief einsank und nur sehr schwer wieder herausgezogen werden konnte. Nach den Berichten des „Challenger“ ist der Korallenschlamm meist so zähe, daß nur selten der Schiffsanker darin schleppt.“

## 6. Die Korallenriffe

Während es sich bei den bisher besprochenen Strandablagerungen in der Hauptsache um Sedimente klastischer Natur aus allochthonen Komponenten handelte, wären nunmehr einige besonders für den Geologen wichtige Ablagerungen zu behandeln, deren Komponenten im wesentlichen autochthon sind: Vor allem die Korallenriffe und verwandten, hauptsächlich aus benthonischen Organismen aufgebauten Bildungen.

Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die Korallenriffe mit dem größten, ständig unter dem Ebbeniveau befindlichen Teile ihrer Masse nicht eigentlich zu den Strand-, sondern zu den Schelfablagerungen zu rechnen sind. Indessen besitzen sie, wenn man sie mit der Gesamtheit ihrer Masse ins Auge faßt, so unzweifelhaft vermittelnden Charakter und stehen mit ihrer insel-, bezw. landbildenden Tätigkeit in solch' enger Beziehung zu den Randzonen der (tropischen) Meere, daß der hier geübten, mehr gefühlsmäßigen Zuteilung zu den Strandablagerungen, wie wir sie auch bei KRÜMMEL finden, eine gewisse Berechtigung nicht abzusprechen sein dürfte.

Einen Markstein in der Geschichte von der Lehre über die Korallenriffe[174]) bildet CH. DARWINS bekannte Schrift: „On the Structure and Distribution of Coral Reefs“[175]). Die hierin aufgestellte Hypothese von der Beziehung der Riffverbreitung zu Senkungsgebieten und der Ableitung der verschiedenen Riff-Formen aus einander hat vielfache Gegnerschaft, auch von bedeutenden Forschern, gefunden; doch haben

neuere Untersuchungen mit Sicherheit ergeben, daß DARWINS Anschauung für viele Fälle zu Recht besteht, während gegenteilige Ansichten, die sich in der Regel nur auf die Untersuchung einzelner Gebiete von oft nicht besonders typischer Ausbildung stützten, sehr viel weniger eine Verallgemeinerung vertragen.

### Die Lebensgemeinschaft der Korallenriffe

Die Lebensgemeinschaft der Korallenriffe besteht aus einer sehr mannigfaltigen Pflanzen- und Tiergesellschaft, wobei Korallen keineswegs immer an Menge soweit überragen, daß man nicht manchmal mit gewisser Berechtigung einen anderen Organismus — und da sind es besonders die Lithothamnien unter den Kalkalgen — als den eigentlichen Gesteins-



Fig. 51.
Madreporenriff, hauptsächlich aus ästigen Formen zusammengesetzt. Port Denison. Großes Barrier-Riff, Ostaustralien. Nach W. SAVILLE-Kent, The great barrier reef of Australia. 1893, Tafel IX.

bildner ansprechen könnte. Gleichwohl wäre es u. E. verfehlt, solche Riffe nun nicht mehr Korallen-, sondern etwa Kalkalgenriffe zu nennen, denn immer sind es doch, wo beide Organismentypen zusammen vorkommen, die Korallen, welche den Riffen infolge ihrer biologischen Verhältnisse ihren besonderen Charakter verleihen und deren Wachstum und Form bedingen.

### Die Riffkorallen

Als wichtigste Riffbildner unter den Steinkorallen seien die im kleinen ästig verzweigten, im großen flach schirmförmigen (Fig. 51) Madreporen und Pocilloporen, sowie die massigen, knolligen oder rasenförmigen (Fig. 52) Asträen, Poriten, Mäandrinen und Fungiden genannt. Während letztere in verschiedenem Maße das Riff im wesentlichen durch ihr bloßes Wachstum vergrößern, vermehren die ästigen Typen die Riffmasse noch

durch das Auffangen des einesteils durch die Brandung, zum anderen Teile durch die Lebenstätigkeit von Pflanzen und Tieren erzeugten Kalkdetritus, welcher hierdurch gezwungen wird, in viel steileren Lagen liegen zu bleiben, als ihm seiner Korngröße nach zukommt. Die Wachstumsgeschwindigkeit der beiden Typen ist nach den Zusammenstellungen, die schon DANA gegeben hat, sehr verschieden. Nach JOH. WALTHER[176]) wächst im Durchschnitt eine ästige Korallenkolonie mehr als 10 mal so rasch wie eine massige. Kapitän VASSEL schickte C. KELLER[177]) eine aus der Sternkoralle Cyphastraea chalcidica bestehende Korallenkruste, die er von einem Baggerschiff abgelöst hatte, welches 9 Jahre lang bei Port Tewfik, eine Stunde von der Stadt Suez, verankert gewesen war. Die Dicke der Kruste betrug 10 cm, was auf eine Wachs-



Fig. 52.
Isoliertes Wachstum knolliger, massiger Korallenformen. Thursday-Island. Großes Barrier-Riff, Ostaustralien. Nach W. SAVILLE-Kent, The great barrier reef of Australia. 1893.

tumszunahme von etwa 1 cm im Jahr schließen läßt. Über groß angelegte Versuche bezüglich dieser Frage, die indessen noch nicht abgeschlossen sind, berichtete unlängst TH. W. VAUGHAN[178]). Indem dieselben bis zur Kultivierung der Larven zurückgehen, versprechen sie weitgehende Aufschlüsse über die erste Entstehung der Riffe. Manche Larven schwimmen zwei bis drei Wochen umher, bevor sie sich festsetzen, und können während jener Zeit durch Strömungen weit forttransportiert werden. VAUGHAN gibt in seinen vorläufigen Mitteilungen jährliche Wachstumsgeschwindigkeiten bis zu mehreren Zentimetern Höhen- und Breitenzunahme an.

Dem Höhenwachstum der Korallen setzt der Meeresspiegel (bezw. das Niveau, bis zu welchem eine dauernde Benetzung mit Meerwasser ermöglicht wird) ein Ziel. Sobald ein Stock dieses Niveau erreicht hat, kann er nur noch seitlich weiterwachsen, die Einzelindividuen seiner

Mitte sterben ab, und es ergeben sich hierdurch becherförmige oder tellerartige Gestalten, wie sie schon DARWIN, DANA, SEMPER, GUPPY, neuerdings auch JOH. WALTHER[179]) beschrieben haben.

Die zentralen Äste und Partien eines Korallenstockes sind zuerst entstanden und sterben auch zuerst wieder ab. SEMPER erklärte die zentrale, abgestorbene und vertiefte Partie von Porites-Stöcken dadurch, daß sie bei Ebbe vom Wasser entblößt und endlich durch Regenwasser ausgewaschen würde. Diese Voraussetzung fand JOH. WALTHER auf den Korallenriffen der Sinai-Halbinsel jedoch nicht bestätigt; da dort aber die halb abgestorbenen Korallenstöcke häufig sind, und da es die mittleren, ältesten Teile der Stöcke sind, welche zuerst absterben, so schien ihm



Fig. 53.
Riff der Palm-Insel mit Alcyonarien (rechts) und (untergetauchten) Seeigeln. Großes Barrier-Riff, Australien. Nach W. SAVILLE-Kent, The great barrier reef of Australia. 1893, Tafel XXVIII.

die Anschauung naturgemäß, daß es sich hier um einen Tod aus Altersschwäche handelt und daß die Lebensdauer eines Korallenstockes begrenzt sei. Zweifellos trägt aber bei den ästigen Stöcken auch das Auffangen des Detritus zum früheren Absterben der mittleren Partien bei, da dieselben zuerst von Detritus eingedeckt werden müssen.

Abgestorbene Korallenstöcke werden einerseits von einem Heer von Pflanzen und Tieren durchbohrt, zermürbt und im Verein mit der Brandungswelle zerkleinert, anderseits aber auch vielfach von Kalkalgen und anderen Organismen überrindet und dadurch mehr oder minder konserviert. Erst solche abgestorbene Stöcke können das Substrat zum Ansatz von Larven und zum Wachstum einer neuen Generation von Korallen geben, da der lebende Korallenstock sich jeder Larve, die sich ihm

nähert, als Beute und Nahrung ebenso bemächtigt, wie aller anderen im Wasser flottierenden Planktonwesen oder Fleischfetzen. Daher wohl auch das Überwiegen der Vermehrung der Korallen durch Teilung und Sprossung gegenüber der geschlechtlichen Fortpflanzung.

### Die übrige Riff-Fauna

In und auf den Korallenriffen findet sich außer den Korallen eine ganz charakteristische Lebensgemeinschaft, deren Angehörige ebenfalls meist Kalkskelette besitzen. Von benthonischen Organismen seien insbesondere die zu den Hydrocorallinen gehörenden Milleporiden, welche z. B. die Bermudas-Riffe vornehmlich zusammensetzen, und die Alcyonarier[180] (Heliopora u. a.), daneben aber die noch näher ins Auge zu fassenden, Kalk-absondernden Nulliporen genannt, endlich die Röhrenwürmer. Unter den Echinodermen spielen reguläre Seeigel (Fig. 53), daneben



Fig. 54.
Außenriff mit Tridacna-Schale. Großes Barrier-Riff, Australien. Nach W. SAVILLE-Kent, The great barrier reef of Australia. 1893.

Seesterne eine Rolle, unter den Mollusken sehr dickschalige Vertreter, wie Tridacna (Fig. 54) und Cypraea. Vielfach hat die Eigenart des Lebensbezirkes auffällige Anpassungen hervorgerufen, die sich, wie bei Cidaris metularia der japanischen Milleporiden-Riffe, zu wahrer Mimikry steigern können. Das dichte Gewirr von Knollen und Ästen bietet einer mannigfaltigen Tierwelt zahllose Schlupfwinkel, und schlägt man einen Korallenblock entzwei, dann findet man auch in seinem Innern ein Heer von Bewohnern, die sich teils selbst eingebohrt haben, teils von anderen Organismen geschaffene Hohlräume mit Beschlag belegten.

### Die Bedeutung der Kalkalgen für den Aufbau der Korallenriffe

Während Riffe, in denen die massigen Korallen, vor allem Astraeen und Maeandrinen, die übrigen Riffbildner in der Tat überwiegen, nur

eine untergeordnete Rolle spielen — nach LANGENBECK würden einige Teile des großen australischen Wallriffes, einige Riffe an der ostafrikanichen Küste, sowie an den Marshall-Inseln hierhergehören — beteiligen sich in den meisten Fällen, wie erwähnt, besonders Kalkalgen stark als Riffbildner. A. E. FINCKH, der die Biologie des Funafuti-Atolls schrieb, gruppierte die riffbildenden Organismen desselben nach der Häufigkeit, wie folgt: 1. Lithothamnium, 2. Halimeda, 3. Foraminiferen, 4. Korallen. In der Tat ist die befestigende Wirkung der Fremdkörper überrindenden und inkrustierenden Lithothamnien nicht gering zu veranschlagen, insbesondere auch, wenn man A. WEBER VAN BOSSE berichten hört, daß Lithothamnien-Riffe mehrere Stunden des Tages der tropischen Sonne ausgesetzt gefunden sind, ohne schädliche Beeinflussung erkennen zu lassen, wogegen Korallen trotz der in solchem Falle zuerst von MÖBIUS beobachteten Schleimabsonderung eine derartige Trockenlegung weit weniger gut zu vertragen scheinen. Hin und wieder wird wohl auch der Eindruck erweckt, als ständen inkrustierende Kalkalgen und Korallen in Rivalität bezüglich Ausnutzung des Lebensraumes, bekommt man doch gelegentlich sogar zu lesen, daß, wo Kalkalgen sich stärker auf den Korallenriffen ausbreiten, jedes tierische Leben erstürbe [181]). Indessen scheinen hier z. T. wenigstens Ursache und Wirkung miteinander verwechselt zu werden. M. A. HOWE [182]), der die Bedeutung der Kalkalgen für den Aufbau der „Korallenriffe" neuerdings besonders betonte, erwähnte hierbei die Riffe von Halimeda opuntia der Florida Keys, Bänke von Goniolithon strictum an den Bahamas, sowie Riffe von Lithophyllum Antillarum und daedaleum der Küsten von Porto Rico. Indessen wird von der gesteinsbildenden Tätigkeit der Kalkalgen, die an viel extremere Lebensbedingungen angepaßt erscheinen und daher weit über die Tropen hinausgehen, später noch Einiges zu sagen sein.

### Die Lebensbedingungen der Riffkorallen

Als Vorbedingung für das Gedeihen der Riffkorallen wird im allgemeinen geringe Tiefe [183]) (bis 40 m) und warmes, sich nicht unter 20° C abkühlendes Wasser angenommen. Ungünstig ist Verdünnung des Salzgehaltes durch einfließendes Süßwasser und Trübung durch Flußdetritus [184]); daher die Unterbrechung der Riffe vor Flußmündungen. Auch die unmittelbare Nähe tätiger Vulkane pflegen die Korallenbildungen zu meiden, da Aschenregen die Korallenpolypen gleichfalls abtötet. Daß die Mehrzahl der Riffkorallen klares, reines Meerwasser vorzieht, liegt wohl an den Schädigungen, welche Trübungen des Wassers dem Plankton, von dem sie im wesentlichen leben, zufügen. Damit könnte es übereinstimmen, daß Formen, welche, wie Porites, sich selbst im schlammigen und trüben Wasser nicht unwohl fühlen, reich an parasitischen Xanthellen sind, deren Assimilationsprodukte ihnen zugute kommen. Selbst noch inner-

halb der Lagunen und Lagunenkanäle vermögen die Riffkorallen gut zu gedeihen, sofern nur eine reichliche Zirkulation von Meerwasser, welche genügende Ernährung dieser benthonischen Tiere gewährleistet, stattfindet. Denn die Nahrung der festgewachsenen Korallenpolypen besteht eben lediglich aus dem, was die Wellen und Strömungen ihnen zuführen, so hauptsächlich aus Planktonwesen, ferner kleinen Krebschen, Larven von Seesternen und Seeigeln, Algenfetzen, verwesendem Fleisch, ja, wie SEMON in der Torres-Straße beobachtete, sogar aus kleinen Fischen. Allzustarke Gezeitenströmungen können aber dem Riffwachstum dadurch hemmend entgegen wirken, daß sie die Ansiedelung von Korallenlarven ganz verhindern, und daher das Offenbleiben vieler, Wall- oder Atollriffe durchsetzender Kanäle, welche nicht etwa, wie gelegentlich behauptet worden ist, jedenfalls nicht immer auf Bäche der versunkenen Küste bezw. Insel zurückgehen, sondern vielfach lediglich Gezeitenkanäle darstellen. Die massiven Astraea- und Maeandrina-Arten scheinen das Gebiet starker Brandung zu bevorzugen. Sonst beginnt an der steil abfallenden Außenseite der Riffe die Zone des üppigsten Wachstums der Korallen fast allgemein erst in 4 bis 10 m Tiefe, während sie im Gebiet der stärksten Brandung nahe dem Riffrande gewöhnlich nur an geschützteren Stellen, in Vertiefungen, Höhlen und Rinnen des Riffes, leben. Auch auf den Riffebenen selbst finden sich lebende Korallen meist nur vereinzelt.

Zahlreiche Riffe liegen mit ihrer Oberfläche ständig, auch bei Ebbe, unter dem Wasserspiegel, sei es nun, daß es sich um noch nicht bis zum Meeresspiegel emporgewachsene oder aber um in Senkung begriffene Korallenbauten handelt. Dann ist oft die über den untergetauchten Rändern derselben stehende, weithin sichtbare Brandung das einzigste Zeichen für ihr Vorhandensein, und so finden wir auf unseren Seekarten und in unseren Atlanten gerade die Südsee reich an dem Hinweis auf Brandung z. T. mitten im offenen Ozean.

#### Die aus den Lebensbedingungen der Riffkorallen sich ergebende Beschränkung der Korallenriffe in der Horizontalen

Die hohe Wassertemperatur, welche für das Gedeihen der Riffkorallen unerläßlich ist, bedingt die Beschränkung der Korallenriffe auf die Tropen und besonders die Umrandung tropischer Inseln. Eine Karte in großem Maßstabe (1 : 10 Millionen) über die Verbreitung der Korallenriffe und -bänke verdanken wir L. JOUBIN[185]). Nach ihm ist die äußerste Grenze im Norden und Süden etwa der 32. Breitengrad. Aber auch innerhalb dieser Grenzen kommen nicht überall Korallenbauten vor. So fehlen sie an der Westseite von Afrika und Amerika, wo die kalten Gewässer des Benguela-, bezw. des Peru-Stromes die Küsten bestreichen. E. PHILIPPI[186]) nennt als Ursache für dieses Fehlen zunächst den kalten Strom, der im Zusammenhang mit der Westwinddrift steht. „Dieser ist

jedoch nicht allein imstande, die Verbreitung der Korallen, besonders auf der nördlichen Hemisphäre, zu hindern. Es kommt hinzu, daß diese Küsten Luvküsten sind. Der Passatwind treibt das Oberflächenwasser nach Westen. Zu dessen Ersatz steigt das Tiefenwasser, das kühler ist, in die Höhe. Doch hat selbst an Luvküsten vielfach das Wasser stetig eine Temperatur von über 20° C. Ein weiteres und wahrscheinlich ausschlaggebendes Moment muß noch hinzukommen. Die Korallenverbreitung ist sicher wohl ebenso Temperatur- wie Magenfrage. Die Tiere sind angewiesen auf die feinste planktonische Nahrung. Das aufquellende Tiefenwasser ist arm an solcher. So enthält es z. B. kein pflanzliches Plankton. Aus diesen Gründen wohl ist es für die Korallen kein entsprechendes Lebensmilieu“. An der Westseite von Australien, wo das kalte Auftriebswasser fehlt, sind Korallenriffe vorhanden, fehlen dagegen der Somaliküste am Osthorne Afrikas, wo solches auftritt. Gerade mit Rücksicht auf die letztgenannte Region hat J. MURRAY schon 1887 die Schädigung des den Korallen zur Nahrung dienenden Planktons durch die ungünstigen Temperaturverhältnisse als Grund für das Fehlen der Riffe angegeben. „Übrigens genügt der Hinweis auf die Temperaturverhältnisse des Meeres nicht allein, um die Verbreitung der Korallenriffe zu erklären. Es ist unverkennbar, daß der Atlantik in weit geringerem Umfange als die beiden anderen Ozeane der Schauplatz des Riffbaues ist“ (A. PENCK 1894).

Was im Übrigen die Verbreitung der Korallenriffe im Einzelnen betrifft, so wird man gut tun, diesbezügliche Bemerkungen in (womöglich populären) Reisebeschreibungen, soweit sie nicht von zünftigen Naturwissenschaftlern, wie Zoologen, Geologen usw., verfaßt sind, ebenso kritisch auf ihre Zuverlässigkeit zu prüfen, wie die Angaben der Seekarten der verschiedenen Marinen, da auf diesen Karten vielfach auch Kalkalgenbänke u. a. als Korallenriffe bezeichnet sind, während anderseits auch die einfache Bezeichnung Riff, Untiefe oder dergl. auf ein Korallenriff hindeuten kann; Schwierigkeiten, welche JOUBIN übrigens nach Möglichkeit zu vermeiden gesucht hat.

### Die Beschränkung der Korallenriffe in der Vertikalen

Eine obere Grenze für das Leben der Riffkorallen bildet im allgemeinen das Ebbeniveau; und es können, wie BANNWARTH[187]) aus dem Golf von Suez berichtet, besonders tiefe Ebben, wie sie ebendort in Abständen von einigen Jahren wiederkehren, auf weiten Strecken das Korallenleben abtöten und den Boden für andere Organismen, z. B. Algen, günstig umgestalten. Manche Korallen wachsen auch über das Ebbeniveau hinaus, bis zu einem Drittel der Fluthöhe. Zu solchen widerstandsfähigsten Formen gehören, wohl wegen ihrer kompakten Gestalt, die Poriten, die zudem noch in getrübtem Wasser leben können.

Ortmann sah auf dem Upanga-Riff vor Dar-es-Salam Porites lutea, Coeloria sinensis und Goniastraea seychellensis stundenlang ohne Wasserbedeckung der direkten Sonnenbestrahlung ausgesetzt, ohne daß eine Einbuße an Lebensfähigkeit zu beobachten gewesen wäre. L. Plate[188]) konnte auf dem Korallenriff von Galle, Ceylon, lebende Madrepora multiformis Ortmann photographieren, die bei Ebbe mit den höchsten Ästen etwa 20 cm aus dem Wasser herausragten, und G. Boehm[189]) wollte lebende Korallentiere noch bis über 35 cm über dem Niveau der Ebbe beobachtet haben. Ein Hinauswachsen über das Niveau der tiefsten Ebbe ist besonders dort ermöglicht, wo die Spritzer der Brandung eine



Fig. 55.
**Strandriff, hauptsächlich aus ästigen Riffkorallen zusammengesetzt, bei Ebbe. Apia, Samoa. Nach einer freundlichst zur Verfügung gestellten Aufnahme von Prof. A. Krämer, Stuttgart.**

dauernde Benetzung mit Meerwasser gewährleisten (Fig. 55); wo diese Spritzer, wie an geschützten Stellen in den Lagunen, fehlen, bildet die tiefste Ebbe jedoch ein absolutes oberes Niveau für das Wachstum der Korallen, welchem nicht nur die Insolation, sondern auch die Regen feindlich sind.

Was die für das Leben der Riffkorallen optimale Tiefe anbetrifft, so haben die neueren Untersuchungen von Stanley Gardiner und Al. Agassiz die eine Zeitlang in Mißkredit geratene Annahme von Darwin und Dana bestätigt, wonach eigentliche Riffbildung nur in geringen Tiefen möglich ist, sodaß also durch die Tätigkeit der Korallen

allein Riffe niemals aus tieferem Meere aufgebaut werden können. Schon früher hatte AL. AGASSIZ 30 m als äußerste Tiefe angegeben, womit auch GARDINERS Ergebnisse auf den Malediven übereinstimmen; am üppigsten sollen die Korallen hier in 5—10 m Tiefe gedeihen. AL. AGASSIZ fand „an den Paumotus als Tiefenzone der Riffkorallen 36—45 m, im Tonga-Archipel 29—31 m. An den Riffen der Marshall-Inseln gedeihen sie am üppigsten in Tiefen von 11—13 m, doch noch sehr gut bis 25 m, von da an treten sie mehr vereinzelt auf; die äußerste Grenze ihres Vorkommens liegt hier bei 45 m. Am großen australischen Barrierriff finden sich an den Innenriffen und dem Innenrande der Außenriffe lebende Korallen in keiner größeren Tiefe als 11—13 m, am besten gedeihen sie in Tiefen von 4—5 m, wo sie meist einen zusammenhängenden Gürtel bilden. Darnach bleibt die Behauptung DARWINS, daß Riffe von großer Mächtigkeit nur während einer positiven Phase — mag es sich dabei um wirkliche Senkung des Bodens oder Ansteigen des Meeresspiegels handeln — sich bilden können, zu Recht bestehen“ (LANGENBECK).

### Die Bedeutung des Untergrundes für die Ansiedelung und die Weiterentwicklung von Riffkorallen, bezw. Korallenriffen

Im Allgemeinen geht die Ansiedelung von Korallen nur auf festem Untergrund vor sich, da die in der Jugend frei flottierenden Larven nur hier günstige Bedingungen zum Festsetzen und zur ruhigen Weiterentwicklung finden. Indessen genügen hierzu, wie SLUITER in der Javasee festgestellt hat, im Schlamm verstreute, vereinzelte Muschelschalen oder Steine, wie z. B. die dort verbreiteten Bimssteinstücke. Durch das Weiterwachsen der jungen Korallenstöckchen werden die als Ansatzpunkt dienenden Körper mehr und mehr beschwert, so daß sie in den Schlamm einsinken. Hierdurch wird im Laufe der Jahre eine Fundierung geschaffen, auf welcher das spätere Riff ruht. Bei einer Meerestiefe von etwa 8 m ist ein bis an die Meeresoberfläche herangewachsenes Riff etwa 7 m in den Schlamm eingesunken. „Noch auffallender ist die Beobachtung, welche ORTMANN an der Chokir-Bank bei Dar-es-Salam machte. Er fand dort zahlreiche Korallenarten im Seegras auf sandigem oder kiesigem Grunde mehr oder weniger locker angeheftet, oft sogar ganz lose und von den Wogen hin und her bewegt. Viele Exemplare aus den Gruppen der Asträiden und Poritiden waren völlig umwachsen, d. h. sie zeigten nach allen Seiten hin lebende Kelche, ein Zeichen, daß sie fortwährend von den Wogen bewegt wurden“. (Ähnliche Erscheinungen werden uns auch noch die Lithothamnien zeigen.) „Allerdings fanden sich Korallen auf Sandboden nur an solchen Stellen, wo der Grund durch Seegrasvegetation einen gewissen Halt bekommen hatte und nicht von jeder darübergleitenden Woge aufgewühlt werden konnte.

Trübung des Wassers scheint stets die Korallen zu töten" (LANGENBECK). Rings von lebenden Polypen bedeckte Porites-Knollen, welche von den Wellen hin- und herbewegt wurden, konnten übrigens schon die Naturforscher der „Challenger"-Expedition auf den Neuen Hebriden beobachten.

### Die Korallenriffe als Sedimentbildungen

Gewachsenes Riff und Riffdetritus; Riffhöhlen; Überguß-Schichtung

Was das Material der Riffe, die jeweils zu nur einem kleinen Teile aus lebenden Organismen bestehen, anbetrifft, so walten klastische



Fig. 56.
**5 Stücke rezenten Trümmerkorallenfelsens. Großes Barrier-Riff, Australien. Verkleinert. Nach W. SAVILLE-Kent, The great barrier reef of Australia, 1893.**

Lockerprodukte, durch Brandung und (pflanzliche wie) tierische Zerstörung aus den Skeletten jener Kalkbildner entstanden, vor (Fig. 56); sie erfüllen die Lücken des autochthonen, gewachsenen Rifffelsens; ja, sie bilden in den Riffen der Sinai-Halbinsel im Roten Meer nach JOH. WALTHER $^3/_5$ der ganzen Riffmasse. Kein Wunder, daß dieser Autor das „Sandfangen" als eine der wesentlichsten Eigentümlichkeiten der Riffe betrachtet, die er daher folgendermaßen definiert: „Ein Korallenriff ist ein isoliertes, über den Meeresboden sich

erhebendes Kalklager, wesentlich gebildet durch ästige Korallen, welche den Detritussand auffangen und verhindern, daß er sich über den Meeresboden gleichmäßig ausbreite". Indessen sollte bei einer solchen Definition der Korallenriffe nicht übersehen werden, daß es auch Riffe gibt, in denen die ästigen Korallen gegenüber den massigen Formen mehr oder weniger zurücktreten.

Von Tieren, welche sich intensiv an der Zerstörung der Korallenstöcke, sowie der übrigen Riffbildner, und damit an der Schaffung des Korallensandes beteiligen, wären zunächst und vor allem einige Fische zu nennen, so Vertreter der Gattungen Scarus und Diodon — erwähnten



Fig. 57.
**Kliff aus gehobenem Korallenkalk mit z. T. durch Tropfsteinbildungen ausgefüllten Höhlungen. Zu beachten ist auch die Brandungshohlkehle. Unfern der Landungsstelle Alofi auf Niue, einer Südsee-Insel östlich des Tonga-Archipels. Nach AL. AGASSIZ. The Coral Reefs of the Tropical Pacific. Mem. of the Mus. of Comparative Zoology at Harvard College, Mass., Vol. XXVIII, 1903, Tafel 110.**

doch QUOY und GAIMARD das Exemplar eines Diodon, eines größeren Fisches mit starken, meißelähnlichen Vorderzähnen, das ca. 2 Pfd. Korallenbruchstücke im Magen hatte —. Ähnliches gilt von den in ungezählten Mengen die Riffe bewohnenden Holothurien (die unter dem Namen Trepang eine in der Südsee und in China usw. beliebte Volksnahrung bilden)[190]), manchen Seeigeln, Bohrmuscheln und den Eichelwürmern (Balanoglossus). Auch die Sandkrabben (Ocypoda) spielen eine bedeutende Rolle in dem gleichen Sinne. Andere Tierformen wieder, wie die Bohrschwämme (Sapline, Terpios), auch gewisse Gephyreen (aus der Familie der Sipunculiden), ferner Pilze (Achlya) aus der Gruppe der Saprolegnien und Algen

(Gomontia, Ostreobium) bereiten diese Zerstörung durch größere Tierformen und die Brandung vor, indem sie die Korallenskelette usw. durch und durch zermürben.

In jedem lebenden Korallenriff finden sich aber weit ausgedehnte Lücken, welche nie durch Kalksand erfüllt werden und als submarine Riffhöhlen persistieren. Ihre Entstehung darf mit WALTHER auf den Heliotropismus der meisten Korallen zurückgeführt werden, die fast nur in der Richtung der starken Beleuchtung bauen und sich vielfach nach oben zusammenschließen, während ihre Basen getrennt bleiben. Pilzförmig gebaute Korallenformen, Chapeirões („große Hüte") genannt, bilden in den Riffen bei den brasilianischen Abrolhos, indem sie oben zusammenstoßen, mächtige zusammenhängende Höhlengänge, deren Decke nur auf einzelnen Pfeilern dem 12—15 m tiefen Meeresgrunde aufruht. VON RICHTHOFEN hat diese Riffe, die sich z. B. auch bei den Turksinseln im Bahama-Archipel finden und ein seichtes Meer von längere Zeit konstant bleibender Tiefe, sowie geringe Intensität der Gezeiten und Stürme zur Voraussetzung haben, gelegentlich einmal „Schirmriffe" genannt.

Noch in jungfossilen Riffen findet man solche Höhlungen wieder. Hier sind dieselben oft mit mehr oder minder mächtigen Sinterablagerungen ausgekleidet (Fig. 57). Daß schließlich auch manche Höhlenbildungen in älteren Korallenkalken solch' primärer Entstehung sein können, ist gewiß im Auge zu behalten.

Korallendetritus umkleidet auch die mehr oder weniger steilen Außenböschungen der Riffe und zieht sich, immer feiner werdend, oft bis in große Tiefen hinab. Es liegen darin gewaltige submarine Schuttfelder vor, ähnlich denen, deren Schrägschichtung E. VON MOJSISOVICS bei den triadischen „Dolomitriffen" von Südtirol als „Übergußschichtung" beschrieben hat. Eine treffende Schilderung rezenter Übergußschichtung gab bereits der ältere AGASSIZ. R. VON DRASCHE beschrieb sie aus gehobenen Korallenriffen von West-Luzon. Die Neigung der einzelnen Bänke scheint innerhalb sehr weiter Grenzen zu schwanken.

### Die Armut der Korallenriffe an ortsfremden detritogenen Bestandteilen

Äußerst bemerkenswert, insbesondere auch für die fossilen Bildungen, ist die Tatsache, daß Riffkalke im allgemeinen arm an in verdünnten Säuren unlöslichen ortsfremden Substanzen detritogener Herkunft sind. Das zeigt sich z. B. deutlich aus der Zahlenreihe, welche C. G. CULLIS in seiner noch zu zitierenden Arbeit über die Proben aus der Funafuti-Bohrung gegeben hat und welche wir daher schon hier anführen möchten:

| Tiefe in m („feet") | | % unlöslicher Substanz | % Calciumphosphat |
|---|---|---|---|
| 4,5 | ( 15) | 0,034 | 0,102 |
| 160 | (526) | 0,013 | 0,187 |
| 182 | (598) | 0,004 | 0,120 |
| 201 | (660) | 0,002 | 0,148 |
| 210 | (690) | 0,003 | 0,165 |

Solche Armut an ortsfremdem, detritogenem und unlöslichem Material hat ihren Hauptgrund wohl schon darin, daß Riffkorallen in schlammigem Wasser nicht recht gedeihen und detritusreiches Wasser daher nur in Ausnahmefällen Korallenriffe bestreicht. Der Absatz dieses Detritus wird aber, da die Riffe gleichzeitig an die Gebiete starker Brandung und starker Gezeitenströme gebunden sind, durch diese z. T. überhaupt hintangehalten, das wirklich abgesetzte unlösliche Material aber wird endlich durch die rasch wachsende Riffmasse sehr stark verdünnt. Diese Detritus-Armut wird für das Fossilwerden der Riffe insofern von Bedeutung, als sie die Umkristallisation der ganzen Masse begünstigt, so zwar, daß gerade sehr reine und fossilleere Kalke dem Geologen als „riffverdächtig" gelten dürfen.

### Die Formen der Korallenriffe: Saumriffe, Wallriffe, Atolle

Die einfachste Form der Riffe stellt das Saumriff dar. „Wenn[101]) riffbildende Korallen von einer neuen Küste Besitz ergreifen, so wachsen sie von dem flachen Boden aus aufwärts und nach außen der Brandung entgegen, wo die beständige Bewegung des Seewassers ihnen die Nahrung zuführt. Werden sie durch schwere Stürme von dem Boden losgebrochen und von den Wellen fortgeführt, so häufen sich ihre kalkigen Skelette in Untiefen oder gar als Strandwall am Lande an; die feineren Teile aber werden von der Küste fortgespült und über den Meeresboden hin ausgebreitet. So umzieht sich das Land allmählich mit einem Saum korallogener Bildungen, wir sprechen daher in diesem Stadium von einem Saumriff. Saumriffe finden sich an den äquatorialen Küsten von Ostafrika, an Teilen der brasilianischen Küste und in Westindien, ebenso im Stillen Ozean hier und da. Das Saumriff verbreitert sich durch das nach außen gerichtete Wachstum der Korallen allmählich, und ebenso wird der Abfall des Meeresgrundes durch die Bruchstücke weiter und weiter hinausgeschoben. Zur gleichen Zeit lösen und zerstören Regenwasser, Flußwasser und die von außen über das Riff rollenden Brecher die Innenseite desselben, auf der lebende Korallen fast oder ganz fehlen. So wird das Riff durch eine flache Lagune, etwa 1—2 km breit, nach und nach vom Lande getrennt; aus dem Saumriff

wird so das „Wallriff“. Das größte Beispiel dafür ist das große australische Wallriff, das die Nordostküste auf 2000 km Länge begleitet. Es liegt 40—80 km von dem Hauptland entfernt, etwa in Höhe des Meeresspiegels, wird durch zahlreiche Einlässe unterbrochen und trägt einige flache Inseln. Nach außen fällt der Boden steil zu großen Tiefen ab, innen ist das Wasser flach, 20—80 m etwa“. Saumriffe (auch Küsten-, Strand- oder Fransenriffe genannt) und Wallriffe (auch als Barrier-, Damm- oder Kanalriffe bezeichnet) sind offenbar nichts anderes als zwei extreme Ausbildungen eines und desselben Rifftypus; und die letzteren werden von den ersteren nur infolge ihrer größeren Entfernung von der Küste und entsprechend größere Breite der Randlagune unterschieden. Saumriffe sowohl wie Wallriffe machen alle Einbuchtungen der Küsten mit, welche Tatsache nicht ohne Bedeutung ist. Übrigens gibt es Riffe, welche hier als Saumriffe, dort, in der Verlängerung, als Wallriffe bezeichnet werden. (Fig. 58.)

In der Regel dürfte schon für die Entstehung der Wallriffe die Beteiligung von Niveauverschiebungen anzunehmen sein, und zwar, wie

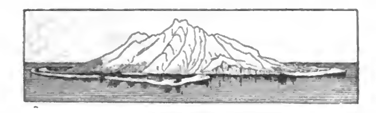


Fig. 58.
Ansicht einer von Saum- und Wallriffen umgebenen hohen Insel. Nach J. Dana aus Em. Kayser, Lehrb. d. Allgem. Geologie. 4. Aufl., Stuttgart 1912, S. 541, Fig. 413.

nach der Theorie von Darwin für die Atolle, von positiven Strandverschiebungen (Senkungen). Doch hängt alles dieses von der Schnelligkeit des Wirkens der verschiedenen Faktoren ab, worauf bereits Penck hingewiesen hat. Davis und Braun sagen: „Wenn eine sehr langsame Hebung eintritt, wachsen die Korallen an der Außenseite des Riffes weiter. Zu gleicher Zeit zerstören Regen und Brandung die gehobenen Stücke, sodaß ein solches Riff sich immer nur wenig über den Meeresspiegel erhebt und die Lagune offen gehalten werden kann. Es ist daher nicht unmöglich, daß Wallriffe in einer Gegend vorkommen, die einer sehr langsamen Hebung unterliegt. Geht eine solche Aufwärtsbewegung aber rasch vor sich, so kann das Riff über den Meeresspiegel gehoben werden und umzieht dann als terrassenähnlicher Gürtel die neue Küstenlinie. Derartige gehobene Riffe sind von vielen Küsten der warmen Zone bekannt“. Sie bilden vielfach nur relativ dünne Überzüge über dem aus andersartigem Gestein gebildeten Untergrunde, dürfen aber nicht, wie vielfach geschehen ist, als Beweis dagegen angeführt

werden, daß für die Bildung vieler anderer (und zwar der mächtigen) Korallenriffe positive Strandverschiebungen (Senkungen) maßgebend sind. „Wenn ein Riff schneller gesenkt wird, als die Korallen aufwärts zu wachsen vermögen, so wird die Tiefe des Wassers über ihm allmählich so groß werden, daß die Tiere da nicht mehr zu leben vermögen. Dann ertrinken

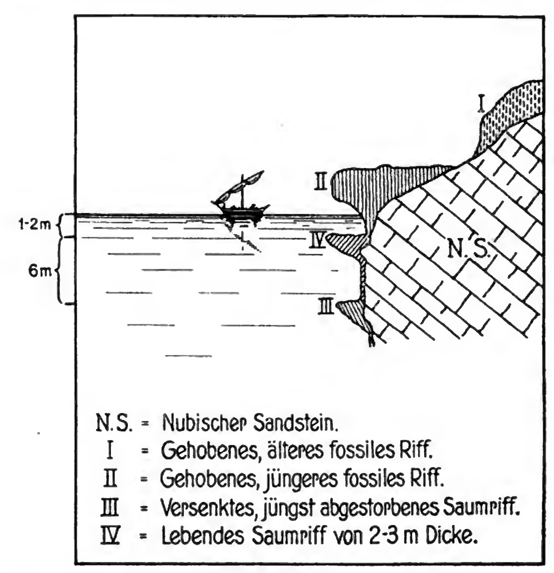



Fig. 59.
Profil durch die Ostküste des Râs Muhámmed, Südspitze der Sinaihalbinsel, mit ihren verschiedenaltrigen, z. T. gehobenen, z. T. gesenkten Korallenriffüberzügen. Nach Joh. Walther, Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel, Abh. d. math.-phys. Cl. d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wissensch. XIV, Nr. X, 1888, S. 465, Fig. 20.

die Polypen, das Riff ist „tot". (Fig. 59.) Die Chagos-Bank im Indischen Ozean, etwa 1800 km südlich von Indien, ist eine Untiefe von 200 zu 150 km Ausdehnung, auf der nur etwa 70—80 m Wasser stehen. Ihr Rand wird von einem Rücken umgeben, der 10—15 km breit ist bei einer Tiefe von 25 m. Aus diesem Rücken erhebt sich schließlich ein Ringwall von 1½ km Breite und 8—15 m Tiefe, auf dem hier und da einige

Inselchen stehen, die noch lebende Korallen zeigen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Bank einst ein ausgedehntes Riff war, das jetzt ertrunken ist". — „Bei einer langsamen Senkung vermag das Aufwärtswachstum der Korallen diesem Vorgang das Gleichgewicht zu halten. Dann erhält sich das Riff und vergrößert sich sogar durch das nach außen gerichtete Wachstum während der Senkung. Zur selben Zeit werden die unteren Teile der Abhänge der Insel, die das Riff früher umsäumte, unter den Meeresspiegel gesenkt, das Wasser tritt in die Täler und wandelt sie in Buchten um . . . . Hält die Senkung lange an, kann die Insel gänzlich verschwinden, es bleibt dann nur das sie umgebende Riff übrig, das bei ovalem oder unregelmäßigem Umriß eine Lagune umschließt. Derartige Riffe nennen wir „Atolle". Wenn eine vulkanische Insel, die von einem Wallriff umgeben ist, weder eine Hebung noch eine Senkung erfährt, so wird sie naturgemäß langsam bis nahe an den Meeresspiegel heran abgetragen werden, während das Wallriff

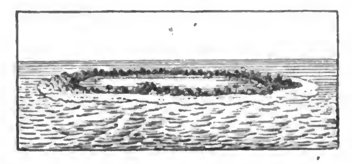


Fig. 60.
**Ansicht eines Atolls (Pfingstinsel in der Paumotu-Gruppe, Südsee) nach CH. DARWIN aus EM. KAYSER, Lehrbuch d. Allgem. Geologie. 4. Aufl., Stuttgart 1912, S. 542, Fig. 414.**

nach außen weiter wächst. Aber es ist zu bezweifeln, ob die immerhin widerstandsfähigen Gesteine einer solchen Insel so weit abgetragen werden können, daß sich eine Lagune von 40—80 m Tiefe an ihrer Stelle bilden kann. Aus diesem Grunde besteht noch heute die Theorie von DARWIN zu Recht, nach der die Atolle durch eine langsame Senkung von Inseln mit Saum- und Wallriffen zustande kommen". (Fig. 61.) — Die Atollriffe (Fig. 60) fallen in der Regel nach außen sehr steil, in den oberen, in intensivem Wachstum befindlichen Teilen sogar oft überhängend, ab, während ihre Abdachung zur Lagune sehr sanft ist. Während der Durchmesser der letzteren über 100 km betragen kann, pflegt die Breite des Atollringes 1000 m nur selten wesentlich zu überschreiten. In der Regel ragen nur einzelne Teile dieses Ringes als Inseln auch bei Flut aus dem Meere empor; und zwar handelt es sich hierin zunächst immer um einen durch die Brandung aufgeworfenen Strandwall aus Korallenblöcken und -sand; doch bauen sich über diesem marinen Strandwall häufig äolische Anhäufungen von Korallensand auf. Solche Bildungen ge-

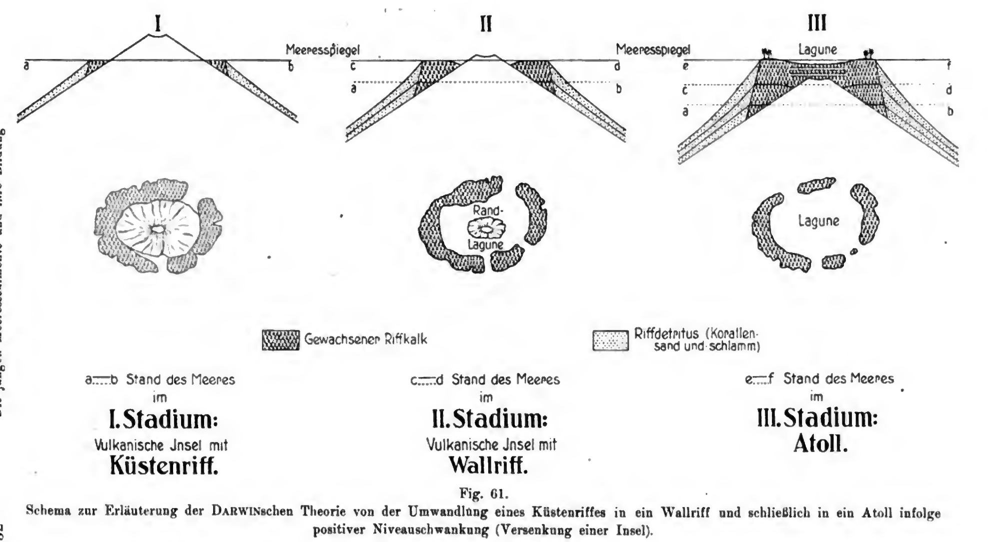



Fig. 61.
Schema zur Erläuterung der DARWINschen Theorie von der Umwandlung eines Küstenriffes in ein Wallriff und schließlich in ein Atoll infolge positiver Niveauschwankung (Versenkung einer Insel).

winnen z. B. auf den Sandwich-Inseln Bedeutung. AL. AGASSIZ beschrieb sie von den Bahamas und Bermudas, wo sie große Ausdehnung haben; hier bilden sie wahre Dünenzüge mit Diagonalschichtung im Innern; ihre Masse wird unter dem Einfluß der Atmosphärilien relativ rasch verfestigt. Solche jugendlich verkittete, äolisch aufgehäufte marine Kalksande erreichen speziell auf den Bermudas bis zu 80 m Mächtigkeit und sind in Steinbrüchen aufgeschlossen.

### Die DARWIN-DANAsche Senkungstheorie und die gegen dieselbe erhobenen Einwürfe

Bekanntlich hat sich mancher Widerspruch gegen die schon mehrfach erwähnte Theorie DARWINS erhoben, und es kann nicht geleugnet werden, daß sich die an seine und J. DANAS Schriften, die den gleichen Standpunkt vertreten, anschließende Diskussion, an der sich von bekannteren Forschern SEMPER, REIN, J. MURRAY, AL. AGASSIZ, GUPPY beteiligten, ergeben hat, daß für manche Gebiete eine positive Strandverschiebung (Senkung) allerdings nicht in Frage kommen kann. Das gilt insbesondere für die von AL. AGASSIZ so eingehend erforschten Riffe Westindiens, welche sich aber — das kann nicht genug betont werden — sehr wesentlich von denen des Stillen und Indischen Ozeans unterscheiden. Insbesondere sind hier echte Wallriffe und Atolle nur in sehr geringer Zahl vorhanden, und vor allem fehlen den dortigen Riffen die für die meisten pazifischen Riffe so charakteristischen steilen äußeren Abstürze. Auch die Riffbildungen des ostindischen Archipels hatte man gegen DARWIN ins Feld geführt. Indessen hat A. WICHMANN[192]) gezeigt, daß in diesem Gebiete echte Barrier-Riffe und Atolle überhaupt nicht vorkommen, sondern nur Strandriffe und Bildungen, die wir später noch als „Flachseeriffe“ kennen lernen werden. Daß aber solche Gebiete, in denen die Haupttypen der Theorie DARWINS überhaupt nicht vorkommen, sich zu einer Widerlegung derselben nicht besonders eignen, liegt wohl auf der Hand.

Nach J. MURRAY[193]) „bilden die Grundlage der Atolle submarine Berge, in den meisten Fällen wahrscheinlich vulkanische Piks. Auf diesen lagern sich Schalen von Foraminiferen und Mollusken, Kalkgerüste von Tiefseekorallen, Echinodermen u. a. ab und erhöhen so die Berge. In den größeren Tiefen des umgebenden Ozeans werden diese Ablagerungen sehr viel geringer sein oder ganz fehlen, da die Kalkschalen hier größtenteils beim Herabsinken durch die Kohlensäure des Meerwassers aufgelöst werden, ehe sie den Boden erreichen. Infolgedessen werden jene unterseeischen Berge durch die Sedimentablagerungen nicht nur absolut an Höhe gewinnen, sondern auch im Verhältnis zu den sie umgebenden, tiefer gelegenen Teilen des Ozeans, und werden daher steil aus großen Tiefen aufsteigen. Schließlich werden sie sich bis zu solchen Tiefen erheben, in denen riffbildende Korallen leben

können, und diese werden dann durch ihre Bauten das Gebäude krönen. Die auf solche Weise gebildeten Korallenriffe nehmen die Atollform an, dank der reichlicheren Ernährung der Korallen am Außenrande und der Entfernung des toten Korallenfelsens aus den inneren Teilen durch die Meeresströmungen und die auflösende Wirkung der im Seewasser enthaltenen Kohlensäure. Barrierriffe dagegen sollten sich nach MURRAY aus Strandriffen entwickeln, indem dieselben auf dem von ihnen selbst stammenden Trümmermaterial nach außen weiter wachsen, während der Kanal, welcher sie von dem Festlande trennt, durch dieselben Kräfte, welche bei der Bildung der Atoll-Lagunen wirksam sind, beständig erweitert und vertieft wird". Soweit die Anschauungen von MURRAY (nach der Darstellung von LANGENBECK), welche in ihrer Verknüpfung einer großen Zahl durch die Tiefseeexpeditionen erhaltener gesicherter Resultate der Ozeanographie, vielleicht auch infolge des Gewichts der Persönlichkeit des Autors, längere Zeit unbestritten das Feld behaupteten. Daß sie nicht haltbar sind, kann jetzt mit Sicherheit ausgesprochen werden. Schon die Grundlage ist, wenn sie auch noch neuerdings von F. WOOD-JONES[194]) bei seiner Beschreibung von Cocos Keeling-Atoll verwendet wurde, falsch; denn eine unbefangene Würdigung der einzelnen Faktoren zeigt, daß das Wachstum einer unterseeischen Bank durch Sedimente und pflanzliche und tierische Ablagerungen aller Art in einer ziemlich erheblichen Tiefe unterhalb des Meeresspiegels ihr Maximum erreichen muß, auch wenn wir die in ziemliche Tiefen hinabgehenden, aber immerhin doch lichtbedürftigen Kalkalgen in Betracht ziehen; sicherlich ist diese Tiefe größer als den riffbauenden Korallen zuträglich ist, wobei es ohne Belang ist, ob wir hierfür 30, 40 oder 60 m annehmen. Ist jene ziemlich erhebliche Tiefe aber nach oben überschritten, so werden jetzt die umgekehrten Verhältnisse eintreten wie vorher, die höchstgelegenen Teile der Bank werden jetzt eine geringere Zunahme erfahren als die tieferen, und es muß daher eine Verflachung der Bank eintreten. Durch die Theorie von MURRAY können also die steilen Anstiege der Südsee-Atolle nicht erklärt werden; zudem müßten submarine Böschungsrutschungen die mit zu steiler Böschung abgelagerten Lockermaterialien ständig nach unten drängen und Gezeitenströmungen, welche, wie wir später noch sehen werden, auch auf submarinen Bänken starke Wirksamkeit entfalten, die abgelagerten Sedimente wieder entfernen. Aber auch die Entstehung der Atoll-Lagunen läßt sich in der von MURRAY angenommenen Weise nicht deuten. „Über den Riffwall wird von außen durch die Brandungswogen beständig Trümmermaterial in das Innere der Lagunen und Lagunenkanäle geworfen. Da nun die Tiefe der letzteren vielfach diejenige, bis zu welcher Riffkorallen leben können, übertrifft," — sind doch über 100 m tiefe Lagunen keine Seltenheit — „so müßte, wenn die MURRAYsche Theorie

richtig wäre, in allen solchen Fällen durch die Meeresströmungen und die auflösende Tätigkeit des Meerwassers nicht nur beständig alles von außen eingeführte Material wieder entfernt, sondern auch der Untergrund selbst noch angegriffen werden. Durch diese Annahme, die in der Tat von MURRAY gemacht worden ist, verstrickt derselbe sich aber in den unlöslichen Widerspruch, daß er einmal die Erhöhung einer unterseeischen Erhebung durch Ablagerung von Sediment, dann die Bildung der inneren Vertiefung durch Auflösung desselben erklärt. Es läßt sich aber auch direkt der Nachweis führen, daß jedenfalls bei der Mehrzahl der Lagunen vielmehr die Tendenz einer allmählichen Auffüllung, als einer zunehmenden Vertiefung herrscht." Das ist z. B. durch GUPPY, WOOD-JONES und VAUGHAN geschehen. Diese Auffüllung aber erfolgt „teils durch das Emporwachsen von Korallen und Kalkalgen, die Ablagerung von Foraminiferen- und Mollusken-Schalen, teils durch die Trümmermassen, die von der Außenseite des Riffs durch die Brandung über das Riff in die Lagune hineingeworfen werden, und die Sande, die als Dünen auf dem Riff sich anhäufen und dann durch den Wind in die Lagunen hineingeweht werden" (LANGENBECK). So lassen sich Lagunen in allen Stadien des Auffüllungsvorganges feststellen; die mechanisch und durch Lösung wirkenden Erosionen durch das ein- und ausströmende Meerwasser, die sich in der Tat hier und da in verschiedener Stärke nachweisen lassen, sind aber zweifellos von MURRAY in ihrer Bedeutung wesentlich überschätzt worden[195]). Könnte man sich allenfalls für die schmalen Küstenlagunen der Saumriffe eine Entstehung in der von diesem Autor angenommenen Weise vorstellen, so muß diese Vorstellung doch schon bei den großen Verhältnissen der Wall- oder Barrier-Riffe ganz von selbst versagen. Und bleibt es immerhin möglich, daß in flachen Meeresteilen an Stellen, welche die für das Riffkorallenwachstum nötige Tiefe nicht überschreiten, Atoll-ähnliche Formen mit einer flachen Lagune infolge des Absterbens der Korallenstöcke hierselbst und durch lokale Lösung sich bilden können, — die DARWINsche Senkungstheorie, welche im Gegensatz zu MURRAY und Anderen die Saum-, Wall- und Atollriffe in genetische Verbindung miteinander bringt, bleibt doch als die mit den Tatsachen am besten im Einklang befindliche bestehen, — das aber um so mehr, als Bohrungen auf Korallenriffen so unzweifelhaft Mächtigkeiten koralligener Bildungen ergaben, daß diesen Fällen gegenüber jeder nicht mit positiver Niveauverschiebung rechnende Erklärungsversuch versagen muß.

### Die Bohrungen auf dem Funafuti-Atoll

Schon DANA[196]) hatte über Brunnenbohrungen auf der Hawaii-Insel Oahu berichtet, in deren einer fester Korallenfels in einer Mächtigkeit von 151 m angetroffen war. Doch ist von AL. AGASSIZ behauptet

worden, daß es sich um Aufschüttungen am Außenabfall eines Riffes gehandelt habe, und eine Nachprüfung des Befundes, da die betreffenden Bohrkerne verloren gegangen sein sollen, nicht möglich. Viel wichtiger als diese Bohrungen wurden daher die lediglich zu wissenschaftlichen

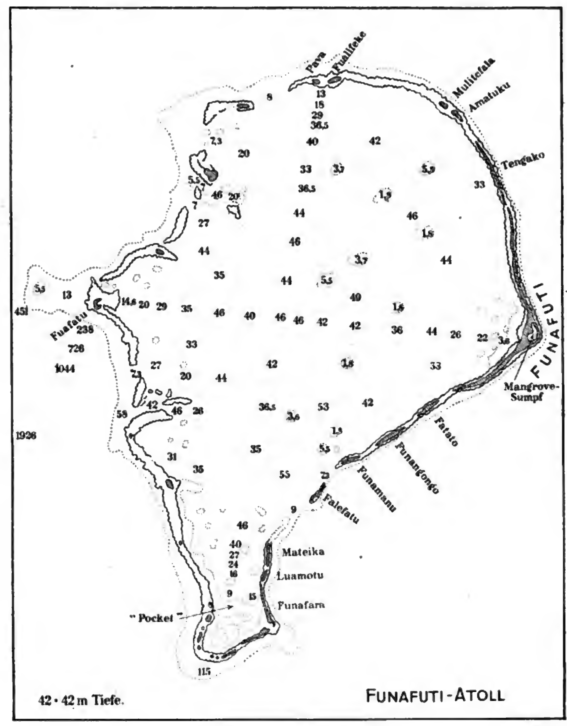



Fig. 62.
Kärtchen des Funafuti-Atolls in der Ellice-Gruppe nach J. STANLEY GARDINER in Proc. of the Cambridge Philos. Soc. vol. IX. 1898, S. 421, Fig. 1. — Nur die schräg gestrichelten Flächen ragen ständig über Wasser. (Die im Original in englischen Faden angegebenen Tiefen sind in Meter umgerechnet.)

Zwecken auf einem echten Atoll, Funafuti in der Ellice-Gruppe, am Ende des vergangenen Jahrhunderts ausgeführten Bohrungen, über welche ein großer wissenschaftlicher Bericht[197]) und verschiedene kleinere Mitteilungen vorliegen[198]).

Das Atoll Funafuti (Fig. 62) erhebt sich ganz isoliert aus Tiefen von mehr als 5000 m (5400 m). Seine ovale Gestalt ist senkrecht zu den herrschenden Winden und Meeresströmungen gestellt und offenbar unabhängig von diesen entstanden, zumal die Isobathen bis zu großen Tiefen genau die Umrisse des Atolls wiederholen. Als Untergrund wird ein vulkanischer Gipfel anzunehmen sein, wofür auch die Abweichungen der magnetischen Elemente von den Normalwerten sprechen. Das Atoll dacht sich von der Ebbegrenze bis zu einer Tiefe von 22—26 m sanft ab, von da an steiler unter einem Winkel von 30° bis zu einer Tiefe von 64 m. Dann folgt bis 260 m ein nahezu vertikaler Absturz (70—90°). In größeren Tiefen wird die Abdachung wieder sanfter, zwischen 260 und 480 m eine auffallend konvexe Kurve zeigend. Das fast vollständig geschlossene Riff, welches nur wenige schmale Durchgänge bis zu 9 m Tiefe aufweist, ist auf der den Winden und Strömungen ausgesetzten östlichen Luvseite größtenteils mit Land bedeckt. Hier liegt auch die Hauptinsel Funafuti selbst. Die bis 55 m tiefe Lagune hat 35—40 m mittlere Tiefe. Sie enthält zahlreiche, den Eindruck junger, aus der Lagune in die Höhe gewachsener Riffe mit lebenden Korallen und Kalkalgen machende Untiefen und zeigt offenbar die Tendenz zur Auffüllung. Die Grundlage aller Inselchen von Funafuti-Atoll bildet ein altes Riff, das z. T. von Heliopora coerulea mit einzelnen Porites-Stöcken, z. T. ausschließlich von Porites-Arten gebildet wird. Die nächstjüngere Bildung ist eine sehr feste Breccie aus Bruchstücken des alten Riffes, die durch Lithothamnium oder Polytrema miteinander verkittet sind. Es folgt ein Konglomerat aus abgerundeten Korallenstücken, offenbar eine ehemalige Küstenlinie der Lagune darstellend. Mit diesen beiden Bildungen z. T. gleichaltrig, z. T. aber jünger als dieselben sind Lithothamnium- und Foraminiferen-Sandsteine. Jüngste Bildungen sind die innere und äußere „Hurricane-Bank", aus Korallenblöcken bestehende Sturmstrandwälle (vergl. hierzu Fig. 63), welche sich noch gegenwärtig vergrößern. Die äußere Hurricane-Bank bildet einen nach Breite und Höhe wechselnden, im übrigen aber zusammenhängenden Wall längs der ganzen Außenseite der Inselchen. Im Durchschnitt 2—2,5, im Maximum 4,8 m hoch, fällt sie nach außen steil mit etwa 30° ab, nach innen dacht sie sich sanft gegen die zentrale Ebene der Inselchen oder, wo eine solche fehlt, unmittelbar gegen die Lagunenküste ab. Die im allgemeinen niedrigere und schmalere, innere Hurricane-Bank ist nur streckenweise entwickelt. An den Fuß der äußeren Hurricane-Bank schließt sich unmittelbar die äußere Riffplattform an. Im O etwa 100 m breit, zer-

fällt sie in drei Zonen. Die innere, organisches Leben nicht tragende „Erosionszone“ DAVIDS hat eine stark zerfressene Oberfläche und fällt bei Niederwasser trocken. Einzelne, zu parallelen Reihen angeordnete, sich auf ihr erhebende Pfeiler bestehen zu unterst aus der oben genannten Breccie von Komponenten des älteren Riffkalkes, welche auch die Oberfläche der ganzen Zone bildet, zu oberst aber anscheinend aus echtem Riffkalk mit Korallen in situ. Offenbar sind diese Pfeiler von der Brandung herausmodelliert. Die zweite Zone oder „Riffebene“ GARDINERS ist auch zur Ebbe noch einige Zentimeter mit Wasser bedeckt und hat eine sehr glatte, durch einen Überzug nicht kalkiger Algen schlüpfrige Oberfläche. Die dritte Zone, die „Lithothamnien-Zone“



**Fig. 63.**
**Durch Sturmbrandung auf den Strand geworfene und abgerollte Korallenstöcke, bezw. Riffmassen. Fransenriff. Port Denison, Australien. Nach W. SAVILLE-Kent, The great barrier reef of Australia, 1893.**

DAVIDS, der „Riffrand“ GARDINERS liegt wieder höher und zur Ebbezeit etwas über Wasser; sie ist sehr uneben und dicht mit lebenden Lithothamnien bedeckt. Die ganze Außenplattform ist von zahlreichen Spalten durchsetzt, die sich nach innen mehr und mehr durch Überwachsen mit Nulliporen schließen, dieselbe nach außen aber in lauter einzelne Pfeiler aufgelöst erscheinen lassen. Der Boden der Spalten ist mit Sand und Geröllen bedeckt, die Wände tragen vielfach lebende Korallen, besonders Pocillopora-Arten. Im Westen ist die äußere Riffplattform breiter, vielfach von Korallenblöcken bedeckt und reicher an organischem Leben als im Osten. Namentlich finden sich auch viele lebende Korallen, doch niemals Heliopora oder Porites. Die mit einer

Klippe gegen die Lagune abbrechende Lagunenplattform ist zwischen 10 und 100 m breit; auch auf ihr ist das organische Leben im W reicher als im O, doch zieht sich eine Zone lebender Halimeda um die ganze Lagune.

Schon dieser Aufbau des Riffs ließ deutlich drei Phasen von Niveauschwankungen erkennen: 1. eine negative Niveauverschiebung, durch welche das alte Heliopora- und Porites-Riff trocken gelegt und zum Absterben gebracht wurde; 2. eine positive Verschiebung, während welcher sich die Breccie bildete, über welcher sich wahrscheinlich ein neues Riff ansiedelte; 3. die negative Verschiebung, welche den heutigen Zustand hervorbrachte. Die gegenwärtig andauernden Veränderungen sind Auffüllung der Lagune, sowie Abtragung der äußeren Riffplattform und der Inseln selbst durch die Brandung, anderseits Vergrößerung des Sturmstrandwalles, sowie ständiges Weiterwachsen des Riffes nach auswärts.

Von den uns hier besonders interessierenden Bohrungen erreichten die ersten Versuche nicht das gesteckte Ziel, bis es mit besseren Hilfsmitteln 1897/98 Professor DAVID gelang, ein Bohrloch bis zur Tiefe von 334,35 m niederzubringen. „Nur teilweise wurden dabei" — so berichtet LANGENBECK — „solide Bohrkerne heraufgebracht, zum Teil war das vom Bohrer durchdrungene Material so brüchig, daß es zu einer lockeren sandigen Masse zerfiel. Zuerst wurde die Korallenbreccie durchbohrt, dann das Heliopora-Riff, das bis zu einer Tiefe von 12 m reichte. Weiterhin ließen sich drei Schichten unterscheiden. Bis zu einer Tiefe von 191 m herrschte lockeres Material vor. Aus dieser Zone wurden im ganzen nur 20 m fester Bohrkern heraufgebracht. Von 191—224 m herrschte kompaktes Gestein, jedoch von so weicher, kreideartiger Beschaffenheit, daß es größtenteils zerfiel, und diese Zone nur 6 m festen Bohrkern lieferte. Von 224 m bis zur größten erreichten Tiefe fand sich ausschließlich fester harter Fels, nur untergeordnet weiche und lockere Schichten. Aus dieser tiefsten Zone wurden 94 m fester Bohrkern erhalten. Die Gesteine sind ausschließlich organischen Ursprungs. Foraminiferen herrschen der Zahl nach in allen Tiefen vor. An zweiter Stelle sind die Kalkalgen Lithothamnium und Halimeda zu nennen. Gegen diese beiden Gruppen von Organismen treten an Zahl die riffbildenden Korallen zurück, doch finden sie sich in zahlreichen Gattungen in allen Tiefen und gerade am zahlreichsten und mannigfaltigsten in der tiefsten Zone. In allen Tiefen waren die Gattungen Millepora, Heliopora, Lobophyllum, Stylophora, Seriatopora, Fungia, Astraea, Goniastraea, Orbicella, Madrepora und Porites vertreten, auf die unterste Schicht beschränkt waren Euphyllia, Hydrophora, Galaxea, Siderastraea und Psammocora. Die Korallen fanden sich vielfach in der Lage, in der sie gewachsen, ihre Oberflächen waren dicht überzogen mit mehrfachen Lagen von Polytrema und Lithothamnium, und auf diesen hatten sich

wieder neue Korallen angesiedelt, genau wie man es an lebenden Riffen findet. Gleichzeitig mit der Hauptbohrung wurden auch in der Lagune unter der Leitung von G. HALLIGAN zwei Bohrungen vorgenommen, bei welchen Tiefen von 73,5 und 58,8 m (bei 30 m Wassertiefe) erreicht wurden. Bei der ersten dieser Bohrungen fand sich bis 54,6 m Halimeda-Sand mit Molluskenschalen, bis 65 m Korallenbruchstücke und Sand, dann bis zur größten erreichten Tiefe fester Korallenfels. — Mag man nun über die Bedeutung der einzelnen durchbohrten Zonen denken, wie man will — nach dem, was wir über die Struktur und Zusammensetzung der Korallenriffe wissen, dem häufigen Vorwalten lockeren Materials und dem starken Anteil, den Kalkalgen und Foraminiferen fast stets an ihrem Aufbau nehmen, scheint mir nichts im Wege zu stehen, mindestens die obere und untere Schicht als echtes Korallenriff aufzufassen, während die mittlere vielleicht eine Bildung der Lagune darstellt —, jedenfalls haben die Bohrungen gezeigt, daß bis zu der erreichten Tiefe die Unterlage des Atolls durch Schichten gebildet wird. an deren Aufbau riffbildende Korallen mehr oder weniger beteiligt sind. Dadurch ist eine Senkung um mehr als 300 m sicher erwiesen. Durchaus im Einklang damit stehen die Verhältnisse in der Lagune und der steile äußere Abfall des Atolls, aus denen SOLLAS" (der die ersten vergeblichen Bohrungen leitete) „schon vor der Ausführung der entscheidenden Bohrungen auf eine Senkung geschlossen hatte. Für Funafuti ist mithin" — so schließt LANGENBECK seine diesbezügliche Darstellung — „die DARWINsche Hypothese auf das Glänzendste bestätigt". Mit dieser Feststellung darf der Geologe, für den die vorliegende Erörterung besonders bestimmt ist, wohl zufrieden sein, da sie die Deutung der Bildung mächtiger fossiler Riffkalke in sich schließt.

### Flecken- oder Flachseeriffe und Strandriffe als Ausnahmen von der DARWIN-DANAschen Regel an stationäre oder Hebungsgebiete gebunden

Den für die Richtigkeit der DARWIN-DANAschen Regel sprechenden Ergebnissen des letzten Abschnittes gegenüber will es wenig besagen, wenn andere Autoren für andere Gebiete die Nichtbeteiligung positiver Niveauveränderungen feststellen konnten[199]). Das gilt z. B. für die Weihnachtsinsel im östlichen Indischen Ozean, die ANDREWS beschrieben hat, welche sich seit der Eozänzeit allmählich unter ruckweisen Hebungen aufbaute und durch Ausbildung nur oberflächlicher Strandriffe einen terrassenförmigen Aufbau erhielt; das gilt auch für die Riffe und Inseln des westlichen Indischen Ozeans, welche A. VOELTZKOW[200]) untersuchte. Hier erwiesen sich „die untersuchten Riffe in der Hauptsache bestehend aus organogenen Kalksteinen wechselnder Zusammensetzung, in denen sich zwar auch Korallenblöcke, jedoch nur vereinzelt nachweisen ließen, und diese Kalke bildeten den Hauptbestandteil jener niederen nur wenige

Meter das Meeresniveau überragenden flachen Inseln, an ihrer Peripherie mehr oder weniger breit bis zur mittleren Flut-Ebbezone abrasiert, und an günstigen Stellen dann diese so geschaffene Strandfläche oder Strandterrasse mit Korallen besiedelt. Diese Korallengärten, die ein Korallenriff vortäuschen können, zeigten sich bei Prüfung ihres Untergrundes stets als sekundäre Gebilde ohne jede nähere Beziehung zu dem Sockel, dem sie aufsitzen. . . . Stets fanden sich die Inseln nicht, wie bisher angenommen, aufgebaut durch Anhäufung von Bruchstücken und abgerollten und versinterten Bestandteilen eines lebenden Riffes, sondern in allen Fällen als letzte Reste eines trocken gelegten und später abrasierten, einst viel größeren Riffes, emporstrebend aus der Strandfläche, ein einheitliches Ganzes mit ihr bildend und am Fuße allmählich in dieselbe übergehend. Stets erwiesen sich die Sockel als ältere Kalke mit weit zurückreichender Bildungsgeschichte, deutlich an sich verschiedene Perioden von Niveauverschiebungen erkennen lassend, als marine Kalkbänke, die ursprünglich von den Fluten bedeckt, durch einen über dies ganze Gebiet gleichmäßig ausgedehnten Rückzug des Meeres von geringem Betrage trocken gelegt und dann durch die Gewalt der Brandung in der verschiedensten Weise beeinflußt wurden. Dieser eben erwähnte Rückzug des Meeres muß geologisch vor recht kurzer Zeit stattgefunden haben". Immerhin wird man sich bei den Beschreibungen des letztgenannten und mancher anderen Autoren die Frage vorlegen müssen, ob die Betreffenden nicht nur deshalb die Verschiedenheit der indischen von den pazifischen Riffen so sehr in den Vordergrund ihrer Betrachtungen schieben, weil ihnen infolge Ungunst der Verhältnisse versagt blieb, die weiter draußen liegenden, wirklich lebenden Riffe zu sehen! LANGENBECK hat übrigens für eine große Zahl von Korallenriffen und -Inseln eine sehr jugendliche negative Verschiebung der Strandlinie nachweisen können. „Es handelt sich dabei nicht etwa um die hoch erhobenen Riffe, wie im Fidschi-, Tonga-, Loyalty-Archipel, von Metia, Niuē, Fais, Weihnachtsinsel u. a., bei denen eine aktive Hebung außer Frage steht, sondern um Verschiebungen der Niveaulinie um nur wenige Meter (etwa 1—6 m) . . . Wir müssen daher für die jüngste geologische Vergangenheit ein Sinken des Meeresspiegels im Gebiet aller drei Ozeane annehmen."

Die Korallenbildungen des westlichen Indischen Ozeans, welche VOELTZKOW untersuchte, lassen sich wohl trotz des gemachten Vorbehaltes weder mit den Saum-, noch den Wall-, noch den Atollriffen vergleichen; sie gehören vielmehr dem Typus an, den ORTMANN als „Flachseeriffe", HEILPRIN als „Fleckenriffe" (patch reefs), PENCK als „Krustenriffe", JOH. WALTHER — wohl am wenigsten treffend — als „pelagische Riffe" bezeichnete. Diese Riffe ordnen sich vielfach kreisförmig an, sodaß sie eine kleine Partie des Meeresbodens umwallen, ja gelegentlich dieselbe vom Meere ganz

abschnüren, wodurch sich eine kleine Lagune bildet. Diese Gebilde wiederholen im Horizontalumriß die Formen der echten Atolle in allerdings stark verkleinertem Maßstabe, aber es fehlt ihnen der hohe und steile submarine Abfall, der für jene ausnahmslos charakteristisch ist. Sie ähneln nach PENCK vielmehr den Ringinseln zweiter Ordnung, welche gelegentlich den Saum großer Atolle bilden und welche GUPPY[201]) Atollon nannte.

Die Tortugas und Marquesas des amerikanischen Mittelmeeres sind andere Beispiele von Flachseeriffen, auch kommen solche im Roten Meere vor. Zu diesen Riffen, welche nach den Darlegungen von LANGENBECK u. A. wie die Saumriffe an stationäre oder Hebungsgebiete gebunden sind, gehören aber ferner auch die Riffe der Bai von Batavia, die SLUITER[202]), der Palkstraße, die JOH. WALTHER, und der Umgegend von Dar-es-Salam, die ORTMANN[203]) u. A. beschrieben haben. Nach alledem gilt, was die Beziehung der Riffbildung zu Niveauverschiebungen betrifft, noch heute das Resultat, welches LANGENBECK am Schluß seiner Untersuchung von 1897 in folgende Sätze zusammenfaßte: „Wir haben vier Hauptformen von Korallenriffen zu unterscheiden: Strandriffe, Flachsee- oder Fleckenriffe, Barrierriffe und Atolle. Die beiden ersteren sind im allgemeinen für stationäre und Hebungsgebiete, die beiden letzteren für Senkungsgebiete charakteristisch. Auch in stationären und Hebungsgebieten können sich unter besonderen Umständen Barrierriffe und Atolle bilden, die Tiefe der Lagunen und Lagunenkanäle wird bei ihnen aber stets geringer sein als die Tiefe, bis zu welcher Riffkorallen leben können. . . . Die überwiegende Mehrzahl aller echten Barrierriffe und Atolle sind während einer positiven Verschiebung der Niveaulinie gebildet. Dabei ist es jedoch keineswegs nötig, in allen Fällen eine große Mächtigkeit des Korallenrifffelsens anzunehmen. Es kann vielmehr auch hier, wie aus den Untersuchungen von AL. AGASSIZ hervorgeht, vielfach die Lage und Gestalt des Riffes durch diejenige des Untergrundes vorgezeichnet sein, und der Korallenrifffels nur einen mäßig hohen Aufbau auf den im Sinken begriffenen Bergen und Höhenzügen bilden. Daß aber durch lang andauernde positive Bewegung auch Korallenriffe von sehr großer Mächtigkeit gebildet werden können, folgt aus den Bohrungen . . . .“ Das heißt aber, in die moderne Sprache der Geologie, welche es vermeiden möchte zu entscheiden, ob Hebung des Meeresspiegels oder Senkung des Felsgerüstes stattfand, übersetzt: „Mächtige Korallenriffe, d. h. solche, welche dicker sind als die Zone, innerhalb deren Riffkorallen gedeihen[204]), können nur dann entstehen, wenn sich der Abstand zwischen Meeresgrund und Meeresoberfläche vergrößert“. „So würde“ — meint WALTHER — „DARWIN geschrieben haben, wenn er heute seine Theorie formulierte, und ich wüßte nicht, welchen Einwurf man dagegen erheben könnte.“ Besonders aber für mächtige Riffbildungen gilt, was JOH. WALTHER in seiner „Einleitung“ betont hat,

„daß die Lagune eines Atolls zwar eine im Projektionsbild des Meeresstrandes auffallende Erscheinung ist, daß sie aber keineswegs zu den maßgebenden Reliefformen des Riffes gehört und an einem fossilen Riff in der Gestalt der Kalkablagerung nicht leicht erkannt werden dürfte."

Und damit kommen wir zum Fossilwerden der Riffe, welcher Vorgang für den Geologen von besonderer Bedeutung ist.

### Das Fossilwerden der Korallenriffe

Die hierher gehörigen Erscheinungen sind solche der Diagenese und bestehen einerseits nur in texturellen und strukturellen Veränderungen der Riffmasse, auf der anderen Seite stellen sich jedoch auch chemische Veränderungen ein.

### Texturelle und strukturelle Veränderungen und die erste Verfestigung der Riffsubstanz

Die texturellen Veränderungen, mit welchen eine Verfestigung des Rifffelsens Hand in Hand geht, beruhen auf der Ausfüllung von Hohlräumen und Poren durch anderwärts in Lösung gegangene Kalksubstanz von Korallenskeletten. Das Skelett der Riffkorallen (Fig. 64) besteht bekanntlich aus Aragonit und unterliegt daher leicht der Auflösung. Aus der Lösung scheidet sich der Kalk aber in der Regel (über bemerkenswerte Ausnahmen vergl. weiter unten) in der Form des Kalkspates wieder aus, welcher nun die Poren erfüllt und die Masse verfestigt. Größere Höhlungen im Rifffelsen enthalten (vgl. auch Fig. 57) vielfach Sinterbildungen, auch in der Form von Stalaktiten und Stalagmiten. HÖGBOM[205]) fand in solchen Stalaktiten von den Bermudas 0,18 % und 0,68 % Magnesiumkarbonat (während der Riffstein etwa die fünffache Magnesiamenge ergab, worüber ebenfalls weiter unten zu vergleichen ist). Aber auch die feinere Struktur der Riffmasse erleidet Umwandlungen. Hauptsächlich mit den aus Aragonit bestehenden Skeletten der Korallen geht ein Umlagerungsprozeß in Kalkspat vor sich, wobei in der Regel die feinere Struktur verschwindet, besonders auch deshalb, weil der in den Hohl-



Fig. 64.
Querschliff durch eine Riffkoralle bei starker Vergrößerung nach M. OGILVIE aus C. G. CULLIS, The chemical and mineralogical changes which take place in coral-rocks as illustrated by specimens from the boring at Funafuti. 1899, S. 29, Fig. 2. (Die sogenannte „schwarze Linie" läßt sich bei dieser Vergrößerung als aus einer Anzahl von Verkalkungszentren zusammengesetzt erkennen, von denen die Aragonitfasern des Korallenskelettes nach auswärts strahlen.)

räumen und Poren wieder ausgeschiedene Kalkspat sich vielfach kristallographisch parallel orientiert ansetzt. Auf diese Weise macht die feine organische Struktur einer körnigen Platz, so daß die Korallenskelette selbst oft kaum noch zu erkennen sind. Anders die organischen Reste, welche ein primäres Kalkspatskelett besitzen. Diese verändern ihre Struktur so gut wie gar nicht, und so wird von verschiedenen Autoren, wie JOH. WALTHER[206]), FELIX[207]) und W. HILL[208]) die gute Erhaltung der Lithothamnien-, Foraminiferen- und Echinodermenreste angeführt. Als ein fossiles Beispiel dieser Erscheinung hat schon vor längerer Zeit ED. SUESS[209]) den Leithakalk des Wiener Tertiärbeckens namhaft gemacht. „In diesem, vorzugsweise von einer Kalkalge, dem Lithothamnium ramosissimum Rss. sp. gebildeten Gesteine sind alle aus Calcit bestehenden Fossilreste (Lithothamnien, Bryozoen, Foraminiferen, Echinodermen, Crustaceen, Brachiopoden, Kammmuscheln, Austern, Anomien) wohl erhalten, während die aus Aragonit aufgebauten Hartteile der Korallen, Gasteropoden und der meisten zweiklappigen Muscheln verschwunden sind und nur ihre Hohlräume zurückgelassen haben. Der gelöste Aragonit setzte sich in Form von Calcit als Bindemittel der aus Calcit bestehenden Hauptmassen des Gesteins ab, welche ohne diese Verbindung nur ein loses Haufwerk darstellen würden. Von besonderem Interesse ist dabei das Verhalten der Pelecypoden-Gattung Pinna, deren Schale nach den Untersuchungen von LEYDOLDT aus zwei heteromorphen Schalenlagen besteht. Dieser Zusammensetzung entsprechend ist bei den Pinnen des Leythakalkes die aus Aragonit bestehende innere Schalenschichte verschwunden, während die calcitische Außenschale sich conserviert hat.“ Ähnliche Beobachtungen wie im Leithakalk lassen sich auch in den Korallenkalken (Danien) von Faxe auf Seeland anstellen.

Die beschriebenen Textur- und Strukturveränderungen, welche in verschiedenem Tempo jedes Riffgestein ergreifen, werden am besten an jung gehobenen Riffen studiert. Indessen gehen die Ansichten darüber auseinander, bei welcher Höhenlage des Riffes und unter dem Einfluß welches Mediums besonders die Verfestigung vor sich gehe. Früher war man der Ansicht, daß der vom Meerwasser gelöste Kalk in tieferen Schichten des Riffes wieder abgelagert würde und so das Riff verfestige. Gegen diese Auffassung ist aber schon vor längerer Zeit von SAVILLE-KENT[210]), dem Beschreiber des Großen Australischen Wallriffes, entschieden Einspruch erhoben worden. Nach seinen Untersuchungen findet eine Verfestigung des Rifffelsens nur innerhalb der Gezeitengrenzen statt, indem während der Ebbe das in den zahlreichen Vertiefungen und Höhlungen des Riffes stehen gebliebene Wasser verdunstet und der dadurch ausgeschiedene Kalk das lockere Material verkittet. Auch VOELTZKOW[211]) ist der Ansicht, daß die Verfestigung nur im Bereich der Ebbe und Flut stattfinde. Dagegen wäre nach GARDINER die große

Härte und Widerstandsfähigkeit, welche gehobene Riffe vielfach zeigen, erst das Werk der Atmosphärilien nach der Hebung. ANDREWS und WERTH[212]) stellten eine Abhängigkeit der Intensität der Verhärtung von dem Alter der gehobenen Riffe fest.

## Die Dolomitisierung der Riffkalke

So wichtig aber die rein texturellen und strukturellen Veränderungen der in den fossilen Zustand übergehenden Riffbildungen auch sein mögen, sie stehen doch an Interesse weit zurück hinter den chemischen Umwandlungen, welche mit denselben vor sich gehen, aber noch nicht restlos aufgeklärt worden sind. Hierbei handelt es sich vor allem um die für den Geologen so wichtige Dolomitisierung jugendlicher Riffkalke; ist es doch eine demselben geläufige Tatsache, daß gerade fossile Riffbildungen gerne in Dolomitfazies auftreten. Schon DANA hatte von der Insel Metia im Paumotu-Archipel Riffsteine, die bis 38,07 % $MgCO_3$ enthielten, beschrieben. Doch seiner Hypothese gegenüber, daß die Magnesia aus dem Meerwasser einer verdampfenden Lagune stamme, verhielten sich verschiedene Autoren, wie MOJSISOVICS und HÖGBOM, und wohl mit Recht, ablehnend. Erst der neuesten Zeit blieb es vorbehalten, etwas Licht in die Frage der Dolomitbildung zu bringen; doch kann von einem vollen Verständis trotz der eingehenden Untersuchungen von G. LINCK[213]) und seiner Schule[214]) immer noch nicht die Rede sein[215]). Soweit diese Frage mit der Riffbildung zusammenhängt, hat E. PHILIPPI ihr eine zusammenfassende Studie[216]) gewidmet, auf die wir uns im Folgenden mehrfach stützen werden.

Bekanntlich geht eine Erklärung vieler fossilen Dolomite dahin, daß in denselben zunächst dolomitische Kalke vorlagen, deren Magnesiagehalt allmählich durch Auslaugung des Kalkgehaltes angereichert wurde. Diese Art der Entstehung möchte HÖGBOM auch auf die dolomitischen Riffsteine übertragen. Dieser Autor ging bei seinen Betrachtungen von der Tatsache aus, daß der Karbonatgehalt gewisser weitverbreiteter mariner Bändertone (richtiger ist „Mergel!") Schwedens mit wachsender Entfernung vom Herkunftsorte seiner karbonatischen Komponenten, die bestimmten Silurkalkgebieten entstammen, immer mehr dolomitische Zusammensetzung bekommt. „Die Erklärung dieses Verhältnisses liegt darin, daß Calciumcarbonat aus dem im Meere suspendierten Gletscherschlamme immer mehr ausgelaugt wurde, je länger die Suspension dauerte und je weiter es vom Ursprungsorte fortgeführt wurde, während das wahrscheinlich in Dolomitspath gebundene Magnesiumcarbonat seiner geringen Löslichkeit wegen durch die Auslaugung des Kalkes angereichert wurde." „Nun sind aber der Riffstein, der Lagunenschlamm und die an der Außenseite der Riffe unter dem Meere abgesetzten schlammigen Sedimente größtenteils Detritusbildungen aus den Kalk-

organismen oder früher abgesetzten Gesteinen, durch Wellenschlag und Brandungen bearbeitet und längere oder kürzere Zeit in Suspension gehalten, bis sie zur Ruhe kamen. Es ist deshalb wohl denkbar, daß die Riffsteine, ebenso wie die übrigen Sedimente der Riffe und ihrer nächsten Umgebungen, eine durch Anreicherung an Magnesia dolomitische Zusammensetzung haben können, obgleich ihr anfängliches Material nur kleine Mengen Magnesia enthielt."

Daß viele organische Kalkgebilde einen primären Gehalt an Magnesia haben, ist bereits lange bekannt. Riffbildende Korallen enthalten, wie auch die von Högbom mitgeteilten Analysen zeigen, im Mittel weniger als 1 % $MgCO_3$. Unerwartet Mg-reich erwiesen sich jedoch die Lithothamnien. Riffstein und Lagunensedimente von Bermudas ergaben Högbom folgende Werte:

| | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ |
|---|---|---|
| Grober Riffstein | 95,43 % | 1,64 % |
| Grober weißer Lagunenschlamm | 97,47 % | 1,79 % |
| Feiner terracottafarbiger Lagunenschlamm | 92,93 % | 4,04 % |
| Riffstein mit Schneckenfragmenten | 96,11 % | 2,13 % |

Hieraus scheint hervorzugehen, „daß die Detritusbildungen der Kalkorganismen magnesiareicher sind als diese selbst, und daß der Gehalt des Detritus an Magnesia mit der Feinheit oder der Dauer der Suspension wächst. . . . Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die feinsten Detrituspartikeln, welche durch Stürme tagelang an der Außenseite des Riffes suspendiert bleiben, bis sie in die Tiefe hinabsinken, eine wirklich dolomitische Zusammensetzung durch weitgehende Auslaugung des Calciumcarbonates bekommen können. In einem mit Thon gemengten Korallenschlamm von der Javasee war auch die relative Menge von Magnesiumcarbonat viel größer als in den vorigen Analysen, nämlich 3,72 % $MgCO_3$ gegen 27,74 % $CaCO_3$, während eine Koralle von derselben Gegend nur 0,16 % $MgCO_3$ gegen 93,33 % $CaCO_3$ erwies". Högbom hat diesen Dolomitisierungsvorgang auch experimentell nachgeahmt. „Ein Lithothamnium mit ungefähr 11 % $MgCO_3$ wurde nach Behandlung mit Essigsäure, welche etwa 60 % der Probe auflöste, analysiert und gab dann 20 % $MgCO_3$ in dem Rückstand. Grober Lagunenschlamm wurde bei ähnlicher Behandlung, wobei ungefähr 80 % in Lösung gingen, an Magnesiumcarbonat von 1,79 % bis 4,4 % angereichert." Die gleiche Schlußfolgerung ergeben auch die bereits angeführten Analysen von Stalaktiten aus Riffhöhlen. Es ist aber bei der im Vorigen festgestellten starken Beteiligung von Nulliporen am Aufbau der Riffe von bedeutendem Interesse, „daß die Lithothamnien im Mittel ungefähr 10 Theile Magnesiumcarbonat auf 100 Theile Calciumcarbonat enthalten, daß sie also viel stärker dolomitisch sind als die thierischen Kalkorganismen". Von großer Bedeutung für die ganze Frage ist es

offenbar, ob die Skelettsubstanz der in Frage kommenden Organismen Kalkspat oder Aragonit ist. Bei dem leichter löslichen Aragonit „würde die Dolomitisierung durch die geschilderten Auslaugungsprozesse schneller vorgehen, vorausgesetzt, daß auch in diesen Organismen die Magnesia in der Verbindung Dolomitspath auftritt, worüber doch bisher keine Untersuchungen vorzuliegen scheinen. Weil aber die aragonitabsondernden Organismen wahrscheinlich auch ärmer an Magnesia sind als die, welche Kalkspat ausscheiden, wird der genannte, für die Dolomitbildung günstige Umstand beeinträchtigt oder vielleicht ganz aufgehoben".

Seit dem Erscheinen von HÖGBOMS vorstehend besprochener Arbeit hat uns O. BÜTSCHLI[217]) eine sowohl für den Biologen wie auch für den Geologen wertvolle Arbeit über organische Kalk- (und Kiesel-)Gebilde beschert, in welcher nicht nur auf die mineralogische, sondern auch auf die chemische Beschaffenheit der Kalkskelette eingehend Rücksicht genommen ist. Beides ist in ausführlichen Tabellen, welche auch die gesamte, umfangreiche Literatur über diese Fragen enthalten, zusammengestellt. Eine Diskussion dieser Tabellen ergibt, daß der Gehalt an $MgCO_3$ bei den Calcitskeletten bis zu 13 % steigen kann und die sicheren Fälle keinen niedereren Gehalt als 0,5 % ergeben, wogegen der $MgCO_3$-Gehalt der Aragonitgebilde sich in den gesicherten Fällen nicht bis zu diesem Betrage erhebt. Unter den Calcitgebilden bilden eine Gruppe mit hohem $MgCO_3$-Gehalt die Calcit-bildenden Kalkalgen (so die Rotalge Lithothamnium u. a.), Rhizopoden, Calcispongien, Oktokorallen, Echinodermen, Serpuliden und Argonauta argo, an die sich vermutlich auch die Calcitbildungen der Bryozoen, Brachiopoden, Cirripedier und die Eischalen der Vögel anschließen. Für die Calcit-bildenden Kalkalgen ergibt sich nach zahlreichen Untersuchungen:

$$CaCO_3 = 72{,}03—87{,}32\,\%$$
$$MgCO_3 = 16{,}99—3{,}76\,\%.$$

Im Skelett der Alcyonarier oder Oktokorallen — mit Ausnahme der Blaukoralle, Heliopora coerulea, die auch in der chemischen Zusammensetzung ihres Skelettes den Madreporaria nahesteht — haben neuerdings F. W. CLARKE u. W. C. WHEELER[218]) 6—16 % $MgCO_3$ festgestellt, wobei noch von besonderem Interesse ist, daß alle diejenigen mit relativ weniger $MgCO_3$ den kälteren und gemäßigteren Meeren, bezw. größeren Tiefen angehören, während die $MgCO_3$-reichsten Warmwasserformen sind. BÜTSCHLIS zweite Gruppe der Calcitgebilde, mit niederem $MgCO_3$-Gehalt, umfaßt die aus jenem Mineral bestehenden Schalengebilde der Lamellibranchiaten und Gastropoden, sowie eine Anzahl Eischalen der Vögel. Hier ergeben sich folgende Zahlen:

$$CaCO_3 = 93{,}9—96{,}3\,\%$$
$$MgCO_3 = 0.5—0{,}9\,\%.$$

Hierhin würde auch Globigerina gehören. Zwischen beiden Gruppen finden sich Übergänge. „Immerhin ist es charakteristisch, daß sich bei gewissen Tiergruppen, so den Calcispongia, Octocorallia und Echinoderma einerseits und den Muscheln und Schnecken andererseits, sehr übereinstimmende Verhältnisse finden. Dagegen scheint es, daß in gewissen Gruppen, so den Rhizopoda, beiderlei Extreme nebeneinander vorkommen."

Wesentlich abweichend ist das Verhalten der Aragonitgebilde. „Die Verhältnisse liegen hier wie folgt:

$CaCO_3$ = 87,3—98,5 %
$MgCO_3$ = 0,02—0,46 %."

Im besonderen soll die Grünalge Halimeda opuntia (im Gegensatz zu der Rotalge Lithothamnium) aus Aragonit bestehen und (nach einer älteren, wohl nicht ganz sicheren Bestimmung) 0,56 % $MgCO_3$ enthalten. Über die Aragonitskelette der Madreporaria und Hydrozoa liegen sehr ausgedehnte chemische Untersuchungen von SILLIMAN (1846) vor, nach welchen der Gehalt an $MgCO_3$ 0,3—0,9 beträgt." „Ob nun diese älteren Angaben SILLIMANS und BOUVIERS hinreichend zuverlässig sind, ist nach der Methode ihrer Analysen wohl etwas fraglich. Aber, wenn wir dies auch annehmen, so würde sich wohl einigermaßen verstehen lassen, daß bei den Aragonitbildungen von Algen und Cölenteraten der Gehalt an $MgCO_3$ relativ ansehnlicher ist, weil er ja auch bei den Calcitbildungen dieser Abteilungen viel größer ist als bei denen der Lamellibranchiata und Gastropoda. Da bei den ersterwähnten Abteilungen die Neigung zur Aufnahme und Abscheidung von Magnesia viel bedeutender ist, so ließe sich einigermaßen begreifen, daß auch ihre Aragonitbildungen wesentlich mehr Magnesia enthalten." „Aus den vorstehenden Beobachtungen ergibt sich, daß bei den Mollusken ein Gehalt an $MgCO_3$ über 0,5 % sicher auf Calcit hinweist, ein geringerer auf Aragonit; bei den Rhizopoden, Coelenteraten, Brachiopoden und wohl noch anderen Abteilungen ein Gehalt über 1,0 % $MgCO_3$ in der gleichen Richtung deutet; woraus sich denn auch für mancherlei Kalkgebilde, deren Magnesiagehalt bekannt ist, ohne daß ihre sonstigen Eigenschaften festgestellt wären, mit ziemlicher Sicherheit ersehen läßt, ob sie Calcit oder Aragonit sind." — Ich habe über die Untersuchungen BÜTSCHLIS, soweit sie hier in Betracht kamen, eingehender berichtet, da für die Frage der Dolomitisierung der Riffbildungen nicht nur die mineralogische, sondern auch die chemische Natur der Organismenhartteile von wesentlicher Bedeutung ist. Um jedoch auf die Untersuchung HÖGBOMS, von welcher wir ausgegangen waren, zurückzukommen, so müssen wir doch gestehen, daß der von demselben angenommene Vorgang der Ausmerzung des Kalkkarbonates, wenn er bei den Riffsedimenten in der Tat wirksam sein sollte, doch keineswegs die Dolo-

mitisierung der autochthonen, benthogenen oder gewachsenen Riffmasse erklärt, deren organische Skelettbestandteile doch vielfach durch und durch in Dolomit verwandelt sind. Und wenn der genannte Autor einen besonders hohen $MgCO_3$-Gehalt in feinen Lagunensedimenten nachwies, so könnte diese Erscheinung auch auf Adsorptionsvorgänge zurückgehen, wie sie GEBBING gerade für feinstkörnige Sedimente wahrscheinlich gemacht hat. Daß die HÖGBOMsche Vorstellung aber überhaupt entbehrlich ist, zeigt die Tatsache der Neubildung von Dolomitkristallen in versteinernden Riffen, eine Erscheinung, deren Kenntnis wir den Untersuchungen von SKEATS und der Durcharbeitung der Funafuti-Proben durch verschiedene Autoren verdanken, zu deren Ergebnissen wir uns nunmehr zu wenden haben.

SKEATS[219]) untersuchte ein großes Material von vorwiegend detritogenen Riffkalken, das von C. W. ANDREWS auf der Weihnachts-Insel im Indischen Ozean, sowie auf den Fidschi-Inseln, von AL. AGASSIZ auf den Paumotu- und Tonga-Inseln, Ladronen usw., sowie von DAVID auf Niue gesammelt war und besonderen Wert dadurch besaß, daß genau die Höhenlage jedes Handstückes bestimmt worden war. Viele dieser jungen gehobenen Riffkalke zeigten eine mehr oder minder weitgehende Dolomitisierung, während bei anderen dieser Prozeß nicht eingetreten war. Dabei ist die stratigraphische Verteilung der dolomitisierten Gesteine anscheinend eine ganz unregelmäßige. Der beobachtete Gehalt an $MgCO_3$ geht vielfach über $40\,^0/_0$ hinaus, niemals aber über $43{,}3\,^0/_0$, erreicht also in keinem Falle den des Normaldolomits[220]). Organische Substanz, in den jüngsten und am wenigsten veränderten Gesteinen noch bis zu $1{,}5\,^0/_0$ nachweisbar, war in den älteren Gesteinen kaum noch in Spuren vorhanden. Charakteristisch für alle untersuchten Gesteine ist ebenso wie bei den durch CULLIS untersuchten Gesteinen vom Funafuti-Atoll, für welche wir bereits S. 148 eine Zahlenreihe anführten, die geringe Beteiligung allochthon-klastischer Materie; der in Säuren unlösliche Rückstand betrug in der Regel nur $0{,}01$—$0{,}20\,^0/_0$, welche Tatsache sich aus der Küstenferne vieler Koralleninseln, bzw. der Feindlichkeit suspendierten Schlammes gegenüber dem Korallenwachstum zur Genüge erklärt. Nur auf der Weihnachtsinsel, auf Mango und Guam, in der unmittelbaren Nachbarschaft vulkanischer Gesteine, ist der unlösliche Rückstand größer und ging in einem Falle über $4\,^0/_0$ hinaus. Zweifellos sind nach der Hebung der Riffkalke über den Meeresspiegel noch Veränderungen, insbesondere Lösungserscheinungen durch kohlensäurereiche Tageswässer, bewirkt worden. Lagen faserigen Kalkes um Organismenreste bildeten sich wahrscheinlich am Strande durch Verdampfen des Seewassers. Die meisten Veränderungen indessen, insbesondere die Dolomitisierung, verlegt SKEATS und mit ihm PHILIPPI unter den Meeresspiegel. Die Neubildungen und Veränderungen, welche SKEATS durch chemische

Analyse, mit Hilfe von MEIGENS und LEMBERGS Reagentien (zur Unterscheidung von Calcit und Aragonit, bzw. Calcit und Dolomit) und unter dem Mikroskop erkennen konnte, sind folgende: 1. Neubildung von Aragonit in kristallographischer und optischer Kontinuität an die Aragonitfasern der Korallen; die Aragonite entstanden teils durch Umkristallisierung aus feinstem Kalkschlamm, seltener direkt aus Lösung. 2. Neubildung von Kalkspat: a) Organismenreste werden von einer mehr oder minder dicken Schicht faserigen Kalkes überzogen; in Hohlräumen bilden sich einzelne Kalkspatkristalle. b) Aragonitskelette werden unter Verschwinden der Struktur in Kalkspat verwandelt, wobei die äußeren Grenzen erhalten bleiben; häufig verschwinden aber auch diese. c) Feinkörniger Kalkschlamm kristallisiert (unter Vergröberung des Korns oder durch Sammelkristallisation) zu einer groben Mosaik von Kalkspatkristallen um. 3. Neubildung von Dolomit: a) der feinkörnige Kalkschlamm wird ganz oder teilweise in mehr oder minder groben Dolomit umgewandelt. b) Organismenreste werden dolomitisiert. c) Dolomit scheidet sich in Kristallen aus Lösungen aus und kleidet die Hohlräume in Korallen usw. aus. Gelegentlich wechsellagern in den Kristallen Lagen von Dolomit und Kalkspat. Kalkspat bildet auch wohl den Kern von Dolomitrhomboedern. Was die Entstehung dieser Neubildungen anbetrifft, so vermutete SKEATS, daß durch die bei der Verwesung der Organismen entstehende Kohlensäure zunächst eine Lösung des ursprünglichen organogenen kohlensauren Kalkes erfolgte; aus der hierbei gebildeten Lösung von Calciumbikarbonat sollten dann sehr kleine Algen, über deren Natur jedoch nichts ausgesagt wird, Kohlensäure absorbieren und die Abscheidung des neutralen Kalkkarbonates bewirken, in ähnlicher Weise also, wie sich in Quellen und Bächen Kalktuff, Travertin, in Seen Seekreide bildet. Auch für die Dolomitneubildung, welche dicht unter der Meeresoberfläche erfolgen soll, hat SKEATS eigentlich nur eine Hypothese, und zwar meint er, daß durch die Verwesung der Riffbewohner entstandene Kohlensäure die Zerlegung von Magnesiumsulfat und die Ausfällung von Dolomit herbeiführen könnte. Daß hierbei chemisch verändertes Wasser der Lagune eine Rolle spielen könnte, ist aber PHILIPPI nicht sehr wahrscheinlich, „da die koralligenen Detrituskalke, deren Dolomitisierung erfolgt, sich wohl meist an der Außenseite der Korallenriffe unter starker Wellenbewegung, nicht im ruhigen Wasser der Lagunen bildeten." Das Nebeneinandervorkommen und die Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten erklärt SKEATS durch ein verschiedenes Tempo der Hebungen. „Die späteren Dolomite blieben lange Zeit stationär unmittelbar unter der Meeresoberfläche, wo sich ihre Umwandlung vollzog, die reinen Kalke wurden rasch über den Meeresspiegel gehoben und passierten deswegen ohne wesentliche Umwandlung die Dolomitisierungszone" (PHILIPPI).

Die Untersuchungen von SKEATS an gehobenen Riffkalken werden in äußerst glücklicher Weise durch die Untersuchung der Funafuti-Bohrproben ergänzt, die im Gegensatz zu jenen, nach unserer und anderer Autoren Auffassung, als gesenkte Riffkalke anzusprechen sind. Die wichtige Beschreibung dieser Proben verdanken wir C. G. CULLIS [221]).

Die sich im Wesentlichen aus den Karbonaten des Calciums und Magnesiums zusammensetzenden Gesteine aus den Funafuti-Bohrlöchern enthalten im Maximum nicht mehr als 0,083 % in Säuren unlöslichen Rückstand, wobei wir nochmals auf die S. 148 gegebenen Zahlen zurückverweisen. Das ist um so auffälliger, als heute ziemlich viel Bimsstein angespült wird und sogar eine Schicht, die sich im Zusammenhange mit der großen Eruption in Blanche Bay, Neu-Britannien, im Jahre 1878 bildete, fast ausschließlich aus solchem besteht. Der Gehalt an Calciumphosphat geht nicht über 0,28 % hinauf. Organische Substanz fand sich bis zu 1 % nur in den höheren Lagen; unter 30 m ist sie fast ganz verschwunden. Das Verhältnis von $CaCO_3$ zu $MgCO_3$ in den Bohrkernen ist einem starken Wechsel unterworfen. In den allerobersten Schichten findet sich nur 1—5 % $MgCO_3$, in den mittleren dagegen schwankt der Magnesiagehalt z. T. sehr auffallend hin und her, um im ganzen unteren Teile der Hauptbohrung etwa 40 % zu betragen. In keinem Falle steigt der Gehalt an $MgCO_3$ auf über 43 %; dem Normaldolomit mischt sich rein mechanisch immer etwas Calcit bei, der zuweilen auch im Dünnschliff noch nachzuweisen ist. Von den Mineralien Aragonit, Kalkspat und Dolomit, die wie bei den von SKEATS untersuchten Gesteinen in der Hauptsache allein in Frage kommen, ist Aragonit auf die oberen Teile beschränkt; die Mitte des Bohrkerns der Hauptbohrung besteht fast nur aus Calcit, der aber auch mit Aragonit und Dolomit gemengt in den oberen und unteren Teufen vorkommt. Erst von etwa 200 m Tiefe ab ist Dolomit deutlich zu erkennen und herrscht von hier ab bis zum tiefsten Teile der Bohrung vor. In keinem Teile der Bohrung aber sind Aragonit und Dolomit



Fig. 65.
Querschliff durch sogenannten „Korallensand" aus ca. 9 m (30 „feet"; 1 „foot" ist gleich 0,3048 m) Tiefe der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw., S. 32, Fig. 3. (Die einzelnen, schon ursprünglich aus Aragonit bestehenden biogenen Komponenten des Sandes sind von radialfaserigen Aragonitrinden umkleidet, während ein ja aus Kalkspat bestehender Seeigelstachel — am unteren Rande des Bildes — nicht überkrustet ist. Vergrößerung 45.)

miteinander vergesellschaftet! Alle diese Verhältnisse werden durch die folgenden Zahlenreihen besser, als es durch Worte geschehen könnte, erläutert:

| | Nr. der Probe | Tiefe in m („feet") | Gehalt an | | | Summe |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ | Lösl. organ. Substanz (als Differenz berechnet) | |
| Aragonit-Zone | 4 | 1,2 ( 4) | 95,77 | 2,58 | 1,65 | 100,00 |
| | 13 | 3 ( 10) | 92,38 | 5,99 | 1,63 | 100,00 |
| | 20 | 6 ( 20) | 88,01 | 10,82 | 1,17 | 100,00 |
| | 34 | 9 ( 30) | 88,41 | 10,91 | 0,68 | 100,00 |
| | 55 | 12 ( 40) | 94,15 | 4,33 | 1,52 | 100,00 |
| | 60 | 15 ( 50) | 96,80 | 1,38 | 1,82 | 100,00 |
| | 110 | 30 (100) | 97,89 | 1,42 | 0,69 | 100,00 |
| Kalkspat-Zone | 141 | 49 (160) | 98,85 | 1,74 | — | 100,59 |
| | 144 | 52 (170) | 98,81 | 1,70 | — | 100,51 |
| | 159 | 58 (190) | 99,21 | 1,21 | — | 100,42 |
| | 186 | 67 (220) | 98,99 | 1,19 | — | 100,18 |
| | 198 | 85 (280) | 98,85 | 1,79 | — | 100,64 |
| | 200 | 114 (375) | 98,29 | 1,38 | — | 99,67 |
| | 229 | 138 (452) | 98,65 | 2,18 | — | 100,83 |
| | 267 | 160 (526) | 98,81 | 1,45 | — | 100,26 |
| | 294 | 168 (552) | 97,78 | 2,16 | — | 99,94 |
| | 304 | 182 (598) | 98,94 | 1,87 | — | 100,81 |
| | 309 | 190 (624) | 98,76 | 1,97 | — | 100,73 |
| | 313 | 194 (637) | 97,56 | 3,23 | — | 100,79 |
| Dolomit-Zone | 316 | 195 (640) | 73,67 | 26,49 | — | 100,16 |
| | 320 | 196 (643) | 68,13 | 31,96 | — | 100,09 |
| | 325 | 197 (646) | 64,20 | 35,16 | — | 99,36 |
| | 335 | 198 (652) | 61,62 | 37,93 | — | 99,55 |
| | 341 | 200 (658) | 60,46 | 39,78 | — | 100,24 |
| | 343 | 201 (660) | 60,23 | 39,53 | — | 99,76 |
| | 348 | 204 (670) | 58,46 | 41,74 | — | 100,20 |
| | 351 | 207 (680) | 59,94 | 39,01 | — | 98,95 |
| | 355 | 210 (690) | 58,82 | 41,40 | — | 100,22 |
| | 359 | 211 (693) | 59,56 | 39,25 | — | 98,81 |
| | 366 | 213 (698) | 59,96 | 39,98 | — | 99,94 |

Aragonit und Kalkspat entstanden entweder direkt aus Lösung (Fig. 65) oder durch Umkristallisierung feinen Schlammes. Beide zeigen häufig das kristallographisch orientierte Weiterwachsen auf Individuen der gleichen Mineralart in Organismenhartteilen. Zuweilen findet sich auf aragonitischen Hartgebilden auch Calcit, nie aber umgekehrt. Die Ausscheidung des Aragonits verlangt deutlich erkennbare Aragonitkriställchen, wie dies z. B. bei den Korallen der Fall ist (Fig. 66), und schon ein

schwacher Überzug von Kalkschlamm verhindert sein Auskristallisieren; man trifft den aus Lösungen ausgeschiedenen Aragonit daher meist nur im Innern von Organismenresten an, wohin der Schlamm nicht eindringen konnte. Von der Oberfläche bis zu etwa 30 m besteht der Bohrkern zu einem guten Teile aus Aragonit (Fig. 67). Bei dieser Tiefe beginnen bei diesem Mineral sich Zeichen des Verfalles einzustellen. Zunächst bildet sich in den Hohlräumen, die bereits teilweise mit Aragonit angefüllt waren, nicht mehr dieser, sondern Calcit, dann geht der auch bereits gebildete Aragonit diagenetisch in Calcit über (Fig. 68); am längsten widerstehen diesem Umlagerungsprozeß noch die aragonitischen Organismenreste; wenn auch sie von demselben ergriffen werden, geht die feinere organische Struktur verloren. Der Aragonit verschwindet aber auch durch Auflösung; von den aragonitischen Hartgebilden bleiben dabei nur Steinkerne und Hohldrücke zurück. Daher auch die lockere und poröse Beschaffenheit der betreffenden Schichten. (Fig. 69, 70.) Bei nicht ganz 200 m Tiefe setzt dann plötzlich die Dolomitisierung ein; das poröse Gestein wird kompakter, durch Ausscheidung von Dolomit in Hohlräumen, und

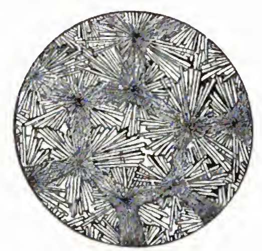


Fig. 67.
Dünnschliff durch Riffkalk aus ca. 24 m (im Original steht „30 feet“, was irrtümlich sein dürfte, da aus dieser Tiefe Korallensand vorliegt: vgl. Erläuterung zu Fig. 65) Tiefe der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw. S. 36, Fig. 7. (Die Hohlräume sind vollkommen mit Aragonit ausgefüllt; die Verkalkungszentren der Korallen bilden gleichzeitig die Kristallisationszentren der in die Hohlräume hineingewachsenen Kristalle, so daß es schon hier schwer fällt, die Grenzen der Organismenreste gegen die umgebende Gesteinsmasse zu erkennen, was sich bei der Umlagerung des Aragonites in Kalkspat dann weiterhin verstärkt. Die Abbildung ist schematisiert. Vergrößerung 200.)

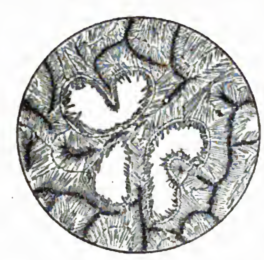


Fig. 66.
Dünnschliff durch Riffkalk aus ca. 21 m (70 „feet“) Tiefe der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw. S. 34, Fig. 5. (Die Korallenskelette lassen deutlich die „schwarze Linie“ — vergl. Erläuterungen zu Fig. 64 — und die einzelnen Aragonitfasern erkennen, welch' letztere in kristallographisch paralleler Orientierung als freie Kristallendigungen in Hohlräume weitergewachsen sind. Vergrößerung 120.)



Fig. 68.
Dünnschliff durch Riffkalk aus ca. 30 m (100 „feet") Tiefe der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw., S. 37, Fig. 8. (Die Aragonitsubstanz beginnt sich auf diagenetischem Wege in Kalkspat umzulagern, dessen stumpfwinklige Kristalle in Hohlräumen frei endigen. Vergrößerung 120.)



Fig. 69.
Dünnschliff durch einen Kalkstein aus ca. 49 m (160 „feet") Tiefe der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw., S. 38, Fig. 9. (Die Umwandlung des Aragonits in Kalkspat ist beendigt. Die Kalkspatkristalle endigen in Hohlräumen mit stumpfwinkligen Formen, was für den oberen Teil der Kalkspatzone charakteristisch ist. Vergrößerung 45.)

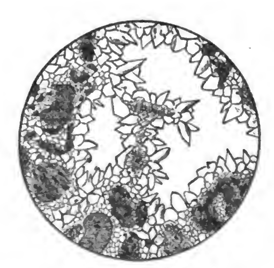


Fig. 70.
Dünnschliff durch einen porösen Kalk aus ca. 189 m (620 „feet") der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw., S. 40, Fig. 11. (Der Kalk der untersten Teile der Kalkspatzone ist sehr kristallinisch, die Organismenreste sind nur noch undeutlich zu erkennen. Die zahlreicheren und größeren Hohlräume sind mit spitzeren [skalenoëdrischen?] Kristallen ausgekleidet. Vergrößerung 120.)

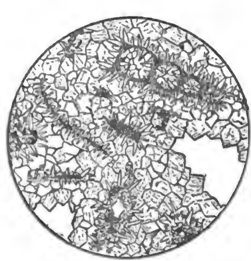


Fig. 71.
Dünnschliff durch einen bereits stark dolomitisierten Riffkalk aus 195 m (640 „feet") Tiefe der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw. S. 42, Fig. 12. (Der größte Teil des Kalkspats ist bereits in Dolomit übergeführt, nur einige skalenoëdrische Kristalle in der Umkleidung von Organismenresten haben ihre Kalkspatnatur noch bewahrt. Vergrößerung 120.)

der „sekundäre" Calcit erscheint in Dolomit übergeführt; bei der Dolomitisierung (Fig. 71, 72) der Organismenreste ist die Zerstörung der Struktur nicht immer vollständig. Als jüngste Neubildungen treten in den größten Tiefen in den Hohlräumen faserige, konzentrisch schalige Überzüge auf, am häufigsten aus Dolomit, seltener aus Calcit oder aus abwechselnden Lagen beider Mineralien. Sehr wichtig ist die Bestätigung der bereits von SKEATS gemachten Beobachtung, daß Aragonit, Calcit und Dolomit sich innerhalb der Riffkalke aus Lösungen abscheiden können. Auch das Alternieren dolomitischer und kalkiger, konzentrischer Krusten ist von großem Interesse, da es offenbar ein Schwanken um eine chemische Gleichgewichtslage anzeigt. Wissen wir aber über die Ursachen, welche die geschilderten Umwandlungen und Neubildungen hervorriefen, leider noch so gut wie nichts, so läßt sich eines doch mit ziemlicher Bestimmtheit sagen, daß sie sich, zum mindesten die Aragonit- und Dolomitneubildung, unter dem Meeresspiegel und in neuerer Zeit vollzogen. Ist aber die Deutung von SKEATS richtig, daß die Dolomitbildung besonders nur unter flacher Wasserbedeckung vor sich geht, dann hätte man in dem Grad der Dolomitisierung einen Anhaltspunkt für die Zeitdauer, welche eine Riffmasse in dieser Dolomitisierungszone zugebracht hat. Von besonderer Wichtigkeit für die Erklärung der in Frage kommenden chemischen Gleichgewichte ist auch das Verschwinden des Aragonits durch Lösung oder diagenetische Umlagerung in Calcit sowohl in den gehobenen Riffkalken, wie in einer bestimmten Tiefe der gesenkten Riffmassen. Diese metastabile Phase des kohlensauren Kalkes ist bekanntlich fossil nur sehr selten erhalten. Wahrscheinlich wird eine weitere Verfolgung der Bedingungen, unter denen sich Aragonit und der noch labilere Vaterit bilden und unter dem Einfluß von Magnesiumsulfat- (oder Chlorid-) Lösungen umbilden, den Schlüssel für die Erklärung der Dolomitbildung in sich bergen, welche vermutlich als diagenetischer Prozeß auf dem Umwege über Mischsalze von Calcium-Magnesiumkarbonat, wie sie schon C. KLEMENT [222]) vor G. LINCK, K. SCHMIDT u. a. dargestellt hat, erfolgt. Aber endgültig gelöst ist die Frage der

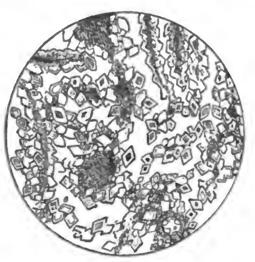


**Fig. 72.**
**Dünnschliff durch einen stark dolomitisierten Riffkalk aus den tiefsten Teilen (ca. 213 m, 698 „feet") der Funafuti-Bohrung nach C. G. CULLIS usw. S. 45, Fig. 14. (Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Dolomitrhomboëdern; nur hier und da liegen noch nicht dolomitisierte Reste von Organismen. Vergrößerung 200.)**

Bildung von Dolomit als marines Sediment, wie schon erwähnt wurde, noch nicht.

Obgleich es nicht eigentlich mehr in unser Thema hineingehört, mag ich mir doch nicht versagen, auf die Guano- (d. i. Vogelexkrement-) Anhäufungen auf manchen Koralleninseln der Südsee hinzuweisen, da sie eine weitere Umbildung der (vorher vielfach schon dolomitisierten) Riffkalke zu Kalkphosphat oder Phosphorit hervorrufen. Diese Bildungen, zu denen auch der Sombrerit der westindischen Inseln (so Sombrero und Curaçao) gehört, sind, wie alle Phosphate, als Düngemittel sehr geschätzt und vertragen infolgedessen weitesten Transport von selbst entlegenen Inseln der Südsee her, wo sie vielfach ausgebeutet werden. Wer sich für Näheres interessiert, mag die Darstellung von C. ELSCHNER[223]) einsehen.

### 7. Kalkalgenriffe und -lager

Es ist im Obigen vielfach von der Bedeutung die Rede gewesen, welche die Kalkalgen für den Aufbau der Korallenriffe besitzen. SOLLAS und DAVID fanden in der Lagune von Funafuti bis 54 m Tiefe ihrer Bohrlöcher ein Sediment, welches sie als Halimeda-Sand bezeichneten; dasselbe bedeckt auch einen sehr bedeutenden Teil der Lagune. Jungfossile Halimeda-Kalke, welche unter ähnlichen Bedingungen entstanden sein dürften, haben FRED. CHAPMAN und DOUGLAS MAWSON von den Neuen Hebriden beschrieben. Wichtiger noch als die grünen Kalksiphoneen sind dagegen die zu den Rotalgen gehörenden Kalkflorideen, die vielfach auch als Nulliporen bezeichnet werden. Solche sind besonders für den Aufbau des erhöhten Riffrandes, auf dem Korallen nicht mehr gedeihen, von Bedeutung, was übereinstimmend von GARDINER, AL. AGASSIZ (für die Paumotus) und von den vorhin genannten beiden Forschern auch für Funafuti berichtet wird. WALTHER fand ausgedehnte Kalkalgenlager in engster Vergesellschaftung mit den Korallenriffen der Palkstraße. Besonders lehrreich für die Beteiligung von Nicht-Korallen am Aufbau der Korallenriffe sind aber die Bermudas. Die Korallen befinden sich dort unter $32^1/_2{}^0$ n. Br. an der äußersten Grenze ihrer Verbreitung, nach LANGENBECK bei Wassertemperaturen (16—17° C im Minimum), bei denen sie sonst nicht vorkommen. Sie gedeihen hier daher nicht mehr so üppig wie in Westindien, die Madreporen fehlen ganz. An vielen Teilen der Riffe treten die Korallen völlig zurück, und die Riffe sind ganz oder nahezu ausschließlich von Serpulen, Hydroiden und Kalkalgen zusammengesetzt, so daß man an solchen Stellen von einem Korallenriff nicht mehr wohl sprechen kann; es ist daher verständlich, wenn berichtet wird, der die Abhänge der Bermudas-Riffe bedeckende „Korallensand" bestehe wesentlich aus den Bruchstücken von Kalkalgen.

Da die Kalkalgen aber weder, was die Tiefe anbetrifft, noch bezüglich der Temperatur an so enge Grenzen gebunden sind, wie die riffbauenden Korallen, finden sie sich in größter Verbreitung auch außerhalb der tropischen Meere, und Kalkalgenriffe und -lager stellen neben den Korallenriffen eine weitere wichtige, wesentlich benthogene Bildung des Flachwassers dar. Kalkalgen aus der Gruppe der Lithothamnien und Melobesien werden bis über 200 Faden Tiefe lebend angetroffen und finden sich von Spitzbergen und Ellesmere-Land im Norden bis Südviktoria- und Louis Philipp-Land im Süden und bilden in den arktischen und gemäßigten Zonen für sich allein oft große Bänke. Lithothamnium glaciale bedeckt nach R. Kjellmann über meilenweite Flächen den Meeresboden des nördlichen Eismeers und muß als Gesteins-



Fig. 73.
Bei Springebbe trocken liegende Lithothamnium-Bank bei Haingsisi vor dem Westende von Timor, Niederländisch-Indien. Nach einer Aufnahme von H. F. Nierstrasz aus Ann. du Jardin botanique de Buitenzorg, 2me série, vol. II, Tafel XIX.

bildner eine wichtige Rolle spielen. Übrigens könnten die in Frage stehenden Kalkalgensedimente ebenso gut bei den Schelfablagerungen abgehandelt werden, bei denen wir in der Tat auf Gesteinsbildung durch diese Pflanzen zurückkommen werden. Den Naturforschern der „Siboga" war es vergönnt, bei der Untersuchung des australasiatischen Archipels nicht nur an 30 verschiedenen Stellen ganze Lithothamnienbänke in 2—40 m, in einem Falle sogar in 120 m Tiefe zu untersuchen, sondern auch auf dem Riff von Haingsisi vor dem Westende von Timor bei tiefer Ebbe eine Lithothamnium-Bank trocken liegend zu sehen — und zu photographieren (Fig. 73). „Der Boden war" — so schreibt Frau A. Weber-van Bosse[224]) — „so weit das Auge reichte, von roten, fein verzweigten und so dicht ineinander geschlungenen Lithothamnion-

knollen bedeckt, daß sie zu festen, faustgroßen Gebilden zusammengewachsen waren. In allen Größen lagen die Knollen auf dem Strande, und man konnte den Fuß nicht rühren, ohne darauf zu treten, wobei sie wie feines Porzellan krachten. Um die Lithothamnien zu ihrer vollen Entwicklung kommen zu lassen, gehört, daß sie durch die Strömung leise hin und her bewegt werden. Infolge dieser Lageveränderung kann das Licht von allen Seiten zu den Knollen dringen, und Licht haben sie vor allem für die Erhaltung ihrer roten Farbe und damit ihrer ersten Daseinsbedingung nötig. Sobald eine Knolle ruhig liegen bleibt, stirbt sie an der Unterseite ab, welche sich dann ganz weiß verfärbt.“ Für die Entstehung derartiger Lithothamnienbänke sind nicht oder nur wenig geneigter Untergrund, Gezeitenströme, welche die Knollen hin- und herrollen, und Fehlen von Schlamm- und Sandzufuhr Vorbedingungen.

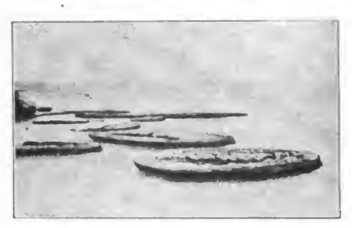


Fig. 74.
Serpulit-„Atolle“ in den Bermudas nach R. A. BULLEN in The Geol. Magazine, Dec. 5, vol. 8, 1911, Tafel 20, Fig. 2.

Des Vergleiches mit ähnlichen fossilen Bildungen halber wäre es immerhin wichtig festzustellen, ob solche Kalkalgenbänke größere Mächtigkeiten erreichen; denn vielfach handelt es sich anscheinend nur um eine relativ wenig mächtige Überrindung, welche aber dem Untergrund gegen die abtragende und erniedrigende Wirksamkeit starker Gezeitenströmungen und der Brandung einen gewissen Schutz gewährt.

## 8. Serpula-Riffe und Ähnliches

Eine lokale Bildung, aber immerhin von Interesse im Hinblick auf fossile Vorkommnisse, sind die eigenartigen Serpula-Riffe, welche AL. AGASSIZ eingehend von den Bermudas beschrieben hat. Dieselben sind namentlich gegenüber der Südküste sehr zahlreich und bilden dort Miniaturatolle, Barrierriffe und Saumriffe. Die Atolle sind teils kreisrund, teils elliptisch, teils halbmond- oder hufeisenförmig. Der von lebenden Serpeln, Milleporen, Kalkalgen, Entenmuscheln, Bohrmuscheln

und anderen Invertebraten „bedeckte erhöhte Rand fällt nach außen senkrecht ab. Seine Breite ist wechselnd, oft nur 20—25 cm, in anderen Fällen bis zu 1 ½ m breit, seine Oberfläche liegt zwischen den Gezeitenmarken, die innere Vertiefung ist seicht; ihre Tiefe beträgt stets nur wenige Meter, zuweilen nur 25—30 cm, ihr Boden ist mit Sand bedeckt“ (LANGENBECK). Sehr regelmäßig gebildete Serpulitatolle hat R. A. BULLEN[225]) unlängst abgebildet (Fig. 74). Serpula-Kalke werden übrigens noch von den Azoren, von der Agulhas-Bank vor der Südspitze Afrikas und aus dem Meere um Neu-Guinea erwähnt.

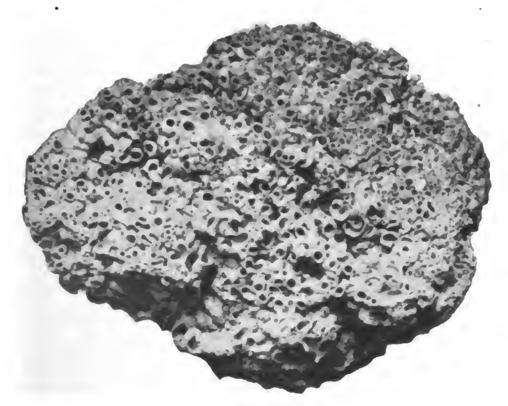


**Fig. 75.**
**Vermetus-Kalk von der Küste des Mittelländischen Meeres. ¾ nat. Größe. Spitze des Karmel bei Haifa, Syrien. Coll. BLANCKENHORN.**

Übrigens ist nicht alles, was in der Literatur als „worm rock“ geht, wirklich aus den Röhren von Serpuliden aufgebaut. W. H. DALL und C. D. HARRIS[226]) konnten durch Untersuchung der Weichteile nachweisen, daß an den Küsten von Florida bis über einige Zoll über das Ebbeniveau aufragende, bis dahin als „worm rock“ bezeichnete riffartige Massen in Wirklichkeit aus den kleinen schwarzen Röhrchen von Vermetus (Petaloconchus) nigricans zusammengesetzt werden. Dieselben sind[227]) besonders bemerkenswert an den Küsten der Außen-Keys zwischen Cape Romano und Cape Sable und bilden auf den mergeligen Sandflächen des Rabbit Key zwischen Ebbe- und Flutniveau zwei Fuß dicke und fünfzig Fuß breite Massen. Jugendlicher

Vermetus-Kalk liegt dem Verfasser übrigens auch aus Aufsammlungen von M. BLANCKENHORN von der Spitze des Karmel bei Haifa an der Syrischen Küste vor (Fig. 75).

### 9. Halmyrogene Produkte des Meeres im Strandgebiete

Von geringerer Wichtigkeit als die benthogenen Bildungen sind im Strandgebiet die halmyrogenen Produkte des Meeres, d. h. diejenigen Bildungen, welche sich aus der Lösung des Meerwassers niederschlagen. Es wäre verlockend, hier eingehendere Bemerkungen über die Herkunft der Salze des Meerwassers einzuschalten; doch müßten wir uns hierzu zu sehr ins Hypothetische verlieren — ohne großen Nutzen für unsere eigentliche Darstellung. Überdies hat KRÜMMEL im 1. Bande seiner Ozeanographie diesem Problem einen ganzen Abschnitt gewidmet. Wir entnehmen demselben, daß wir gute Gründe haben, die Salze des Meeres als primäre Bestandteile anzusehen, und dieselben nicht aus der Zerstörung der Gesteine der Kontinente ableiten dürfen. Gleichwohl kann nicht geleugnet werden, daß sich auch mit den Meerwassersalzen ein Kreislaufprozeß vollzieht; aber es ist kaum zu sagen, in welchem Maße und in welcher Richtung durch die einzelnen Vorgänge (Zuführung von Salzen durch vulkanische Aushauchungen und Flüsse einerseits, Verlust durch Salzausscheidungen an der Küste oder Entführung von Salzstaub durch Winde anderseits[228])) die Masse des Meerwassersalzes an sich eine Änderung erfährt.

#### Rindenbildungen aus Spritzwasser der Brandung; Pelagosit

Nicht eigentlich zu den halmyrogenen Produkten des Meeres gehören die Rindenbildungen, die sich — teilweise vielleicht als Verwitterungsprodukte — unter dem Einfluß der Brandung, insbesondere der auf den erwärmten Felsen verdunstenden Spritzer, als Überzüge z. B. auf Karbonatgesteinen des Mittelmeeres einstellen, so die schwarzen Rinden auf kieselhaltigen Dolomiten bei Nizza, die J. WALTHER erwähnte, so der „Pelagosit", welcher Dolomite und Kalksteine, aber auch Eruptivgesteine, überzieht, über dessen Natur man aber noch nicht völlig im klaren ist[229]).

#### Die marinen Oolithe der Jetztzeit als bedingt-halmyrogene Bildungen

Unter Vorbehalt zu den halmyrogenen Produkten zu stellen sind die Oolithe, die sich hier und da an den Küsten warmer Meeresteile bilden und für den Geologen, der analogen Bildungen auf Schritt und Tritt begegnet, größte aktuelle Bedeutung besitzen. Die Oolithe sind ursprünglich lockere, sandige Gesteine, deren einzelne Komponenten kleine runde Kügelchen aus kohlensaurem Kalk mit konzentrischem oder schaligem und meist auch radialstrahligem Aufbau, die sogenannten

Ooïde[230]), bilden[231]). Die Größe der einzelnen Ooïde schwankt zwischen einem Durchmesser von Bruchteilen des Millimeters bei den rezenten bis zu einem solchen von mehreren Millimetern bei manchen fossilen Vertretern. Die Kalksubstanz der rezenten Oolithe ist Aragonit[232]), während die fossilen infolge diagenetischer Umlagerung fast durchweg aus Kalkspat bestehen, doch sind gute Gründe dafür anzuführen, daß die ursprünglich ausgeschiedene Substanz unter Umständen einer noch labileren und zwar kolloidalen Modifikation des $CaCO_3$ angehörte. Bemerkenswerterweise geht die Korngröße der Ooïde bei den einzelnen Vorkommnissen niemals über eine bestimmte jeweilige Maximalkorngröße hinaus, was darauf hindeutet, daß eine Beziehung zwischen dieser und der mechanischen Wasserbewegung besteht, und es, gleichzeitig mit anderen Erscheinungen, unwahrscheinlich macht, daß die Ooïde nach Art von Konkretionen in einem Kalkschlamm entstanden sind, wie immer wieder von einzelnen Autoren angenommen wird.

Das uns zunächst gelegene Vorkommen rezenten marinen Oolithsandes hat J. Walther[233]) an der Küste des Roten Meeres bei Suez entdeckt. 1887 fand er denselben zuerst auf dem Ostufer des Golfes, am Ausgange des Uadi Deheese, 1889 fand er ihn auch auf der Westseite südlich von Suez, und bei seinem letzten Besuche konnte er feststellen, daß der gelbe Oolithsand hier etwa eine 1 km breite und mehr als 4 km lange Zone zwischen dem Ufer und dem tiefsten Ebbestrand bildete, die sich aber augenscheinlich noch weiter meerwärts erstreckte. Die Oberfläche des überaus deutlich geschichteten Sandes war mit langgestreckten bis napfförmigen Wellenfurchen bedeckt (Fig. 76). Die Dicke des Lagers war mindestens 80 cm. „Die Oberfläche des Oolithsandes war meist fossilleer, doch fehlten dazwischen auch solche Stellen nicht, über die entweder die Schnecken und Muschelschalen“ eines in der Nähe anstehenden, locker verhärteten Kalksteines mit rezenter Fauna „ausgestreut waren oder die frisch vom Meere ausgeworfenen Reste. Fußgroße Loligo, vertrocknete Haie und Rochen, Knochenfische und Krebse, Echinodermen und Korallen, Seetang und Seegräser lagen umher, und Medusen hatten ihre Gallertscheiben in den feinen Sand abgedrückt. Sehr häufig waren feine weiße Säume, ganz aus Foraminiferen bestehend, die handbreit und mehrere Meter lang den gelben Sand bedeckten. Zahlreiche Krabben und Einsiedlerkrebse belebten den Sand und flüchteten rasch in ihre Wohnröhren, deren Mündung mit radial angeordneten Reihen kleiner Kügelchen aus Oolithsand besetzt war, die der sich einwühlende Krebs herausschleudert“. Die einzelnen meist 0,2—0,3 mm großen Ooïde sind rundlich, aber von etwas verzogenen Umrissen, welche durchgängig den Ecken und Kanten eingeschlossener Mineral- und anderer Körner entsprechen. „Nur ein kleinerer Teil zeigte sich aus mehreren Schalen aufgebaut; in solchem Fall befand sich eine schwärzliche Zone zwischen

der inneren dunkelgelben und der äußeren hellen Kalkrinde. Während die Gesamtgröße . . . ziemlich gleiche Dimensionen zeigt, ist der Kern doch von ganz verschiedener Größe, und diese Tatsache scheint mir beachtenswert für die Entstehung.“ Denn die Ooïde „können nur so lange mit neuen Kalkrinden umgeben werden, als sie die Bewegung des Wassers flottirend erhält. Je stärker der Wellenschlag ist, desto größer können die Körnchen werden, aber sobald sie eine bestimmte Schwere erreicht haben, sinken sie zu Boden“.. Die Kerne der Ooïde sind feine Splitter von Quarz, Feldspat, Granat, Magneteisen, Kiesel-



Fig. 76.
**Rezentes Oolithlager mit napfförmigen bis langgestreckten Wellenfurchen bei tiefster Ebbe am Strande von Suez. Joh. Walther phot. Nach Joh. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 2. Aufl., Leipzig 1912, S. 283, Fig. 145.**

nadeln und Foraminiferengehäuse. Eine Bauschanalyse ergab 94,66% $CaCO_3$, 3,26% $SiO_2$ und 0,34% organische Substanz. An einzelnen Stellen gelangten unregelmäßig gestaltete Verkittungen, bewachsen mit Mytilus-Kolonien, zur Beobachtung. Die Oolithsande von Suez werden bei tiefer Ebbe ein Spiel des Windes und zu meterhohen Dünen aufgeschüttet, welche landeinwärts in die Wüste wandern. J. Walther möchte in der Ausscheidung dieser Oolithe „eine Wirkung des Wüstenklimas auf das Meer“ sehen. „Seichtes Wasser, das sich stark erwärmt und dessen Salzgehalt durch die Wüstensonne konzentriert wird, eine

reiche Fauna (besonders Plankton), welche infolge dieser Umstände stirbt und das Wasser mit Zersetzungsprodukten" (die $CaCO_3$ fällen!) „anreichert, und Wüstenstürme, die feinste Staubteilchen in das Wasser treiben, um welche sich so lange kleine Kalkkrusten ausscheiden, bis sie so schwer werden, daß sie zu Boden sinken — das sind die Umstände, unter denen hier ein großes Oolithlager entsteht". Ähnliche Oolithe kommen, wie schon BAUERMAN 1868 feststellte, mehrfach in der weiteren Umgebung von Suez vor. Sie sind da mehr oder weniger verfestigt, gehören aber alle der Quartärperiode an. Gleichaltrige schneeweiße Oolithsande, welche wie die rezenten noch die MEIGENsche Aragonitreaktion zeigen, liegen dem Verf. von mehreren Fundorten der gleichen Gegend auch aus Aufsammlungen BLANCKENHORNs vor.

Berühmt ist der Oolith der Küsten Floridas und der Key-Inseln, doch das meiste, was man bis in die neueste Zeit von diesem Vorkommnis zu hören bekam, ist seine Aufhäufung zu Dünen mit ausgezeichneter Kreuzschichtung. Erst in neuerer Zeit ist diesen schon vor Jahrzehnten von AL. AGASSIZ angeführten Bildungen mehr Aufmerksamkeit geschenkt worden, besonders durch die Arbeiten von TH. W. VAUGHAN[234]) und G. H. DREW[235]), die das Oolithproblem auf eine ganz neue Basis zu stellen scheinen, wie noch zu erörtern sein wird. Wie an den Küsten des Roten Meeres gibt es auch an den Küsten von Florida subfossile Oolithe; der sogenannte Miami-Oolith ist bereits mehr oder weniger verkittet, läßt sich aber leicht sägen und gibt daher einen an Ort und Stelle vielgebrauchten, allerdings vielfach als zu porös empfundenen Baustein ab. Der Miami-Oolith zeigt, wie viele fluviatile Kalktuffe, eine nachträgliche Erhärtung an der Luft. Die großen Aufschlüsse lassen ausgezeichnete Diagonalschichtung erkennen[236]). Die jüngeren Oolithe, welche als Key-West-Oolithe bezeichnet werden, setzen auch die Bahamas vorzugsweise zusammen.

Nach DANA sollten Oolithe auch an vielen pazifischen Koralleninseln vorkommen, doch ist mir neuere Literatur hierüber nicht bekannt geworden, und man wird sich hüten müssen, detritogenen Korallensand, welcher nach vorliegenden Proben Oolithsand sehr ähnlich sehen kann, für solche zu halten. Jedenfalls dürfen Überkrustungen von Korallensand durch in diesem zirkulierende Kalklösungen, wie sie die Riffsedimente vielfach verfestigen, nicht mit Oolithen verwechselt werden. Nicht um echte Oolithe handelt es sich in den als solchen beschriebenen Absätzen, die L. VON BUCH am Strande von Gran Canaria beobachtet hatte und KRÜMMEL noch 1907 als „Oolithe" anführte; denn ROTHPLETZ und SIMONELLI[237]) konnten nachweisen, daß es sich nicht um Ausscheidung authigenen Kalkes aus dem Meerwasser handelt, sondern daß eingewehter, allothigener Kalkstaub mit Hilfe feiner organischer Substanzen Umhüllungen klastischer Sandkörner bildet, ohne daß

dieselben äußerlich auch nur ooidähnlich würden. Von sicheren rezenten marinen Oolithen bleiben daher lediglich die aus dem Roten Meere und von Florida und Umgebung.

Über Oolithe und ihre Entstehung existiert eine große Literatur, und es hieße allein ein Buch schreiben, wenn das noch keineswegs völlig gelöste Problem halbwegs erschöpfend dargestellt werden sollte. Es kann sich daher im Folgenden lediglich darum handeln, das Wichtigste anzugeben, auf die offenen Fragen hinzuweisen und insbesondere für die marinen Oolithe die entsprechenden Schlüsse zu ziehen. Immerhin wird es nötig, zunächst etwas weiter auszuholen.

Die möglichen Arten der Ausscheidung von kohlensaurem Kalk sind folgende:

I. Anorganische Ausscheidung:
  a) aus an kohlensaurem Kalk übersättigter Lösung.
  b) durch Ausfällung aus irgendwelche Kalksalze in Verdünnung enthaltender Lösung durch ein Fällungsmittel.

II. Ausscheidung unter Beteiligung von Organismen:
  a) Ohne Mitwirkung des lebenden Organismus; die (unter der Einwirkung von Fäulnisbakterien) verwesende, tote organische Substanz liefert vielmehr unter Beteiligung eines Teiles ihrer chemischen Komponenten ein Fällungsmittel, welches nach Ib wirkt.
  b) Die Ausscheidung ist die Folge eines physiologischen Lebensvorganges, indem
    α) Wasserpflanzen infolge des Verbrauchs von $CO_2$ als Bikarbonat gelösten Kalk zerlegen, demselben das $CO_2$ zum Teil entziehen und eine Ausscheidung von einfach-kohlensaurem Kalk nach Ia außerhalb ihrer Gewebe bewirken.
    β) lebende Organismen aus fremder Materie ein Fällungsmittel erzeugen, welches nach Ib wirkt.
    γ) $CaCO_3$ als organischer Bestandteil (wohl durch Ausfällung) zum Aufbau eines inneren oder äußeren Pflanzen- oder Tierskelettes ausgeschieden wird: Organische Kalkbildung *κατ᾽ ἐξοχήν*.

Nur der letzte Fall kann als organische Kalkbildung im eigentlichen Sinne in Anspruch genommen werden, und wenn auch für die Fälle IIa, IIbα und IIbβ ebenso das Vorhandensein von Organismen unerläßlich ist[288]), so wäre es doch am Platze, diese Kalkausscheidungen, welche ohne Schädigungen der betreffenden Organismen ausbleiben, wenn das Wasser keine Kalksalze enthält und ein Kalkniederschlag daher gar nicht eintreten kann, nicht mehr als organisch zu bezeichnen, sondern mit einem besonderen Namen zu belegen. Ich bezeichne vorerst, bis kürzere und wohlklingende Ausdrücke gefunden sein werden, die

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Kalkausscheidung | nach | I a | als | Anorganischen Übersättigungskalk, |
| „ | „ | I b | „ | Anorganischen Fällungskalk, |
| „ | „ | II a | „ | Verwesungsfällungskalk, |
| „ | „ | II b $\alpha$ | „ | Physiologischen Übersättigungskalk, |
| „ | „ | II b $\beta$ | „ | Physiologischen Fällungskalk, |
| „ | „ | II b $\gamma$ | „ | Organischen Kalk. |

G. LINCK hat in einer bekannten Arbeit[239]) die verschiedenen Vorgänge und auch chemischen Prozesse zusammengestellt, welche für die Oolithbildung herangezogen worden sind. Für uns kommt es jetzt darauf an, zunächst festzustellen, welche von den oben genannten Bedingungen im Meere für Kalkbildung überhaupt gegeben sind, welche von denselben im besonderen für die Oolithbildung in Frage kommen, und schließlich eine Entscheidung in einer außerhalb der bisherigen Erörterungen liegenden Alternative zu treffen; ob nämlich die Ooide mit dem übrigen Sedimentmaterial syngenetische Gebilde sind oder sich erst durch einen diagenetischen Vorgang im fertig abgelagerten Sediment als Konkretionen einstellen. Gehen wir zunächst die einzelnen, oben unterschiedenen Fälle von natürlicher Kalkbildung durch.

I a. Die Ausscheidung anorganischen Übersättigungskalkes im Meere ist wohl nirgends ermöglicht, da das Meerwasser bekanntlich $CaCO_3$ nur in sehr großer Verdünnung enthält und in den der Brandung ausgesetzten flachen Meeresteilen, in denen sich heute Oolithbildung vollzieht, trotz hoher Erwärmung nicht genügend einzudampfen vermag. Wenn die Überrindungen der Korallensande und der einzelnen Elemente von in Fossilisierung begriffenen Riffkalken, was noch keineswegs sicher ist, anorganischen Übersättigungskalk darstellen sollten, so handelt es sich hierbei doch um ganz andersartige Vorgänge, bei denen die Bedingungen gänzlich geändert sind. Daß Konzentrationserhöhungen in mehr oder weniger abgeschlossenen, stark erwärmten Meeresteilen Ausscheidungen auf eine der folgenden Arten begünstigen müssen, wird durch dieses Alles nicht berührt.

I b. Auf ebensolche Schwierigkeiten stößt die Ausscheidung anorganischen Fällungskalkes, da hierzu die Zuleitung eines Fällungsmittels, z. B. Natriumkarbonat, in das Meerwasser, etwa durch Quellen, nötig ist, die aber erst nachzuweisen wäre.

II a. Anders ist es mit der Bildung von Verwesungsfällungskalk. Wie in der Literatur oft betont worden ist, sind die marin entstandenen fossilen Oolithe sehr fossilreich; und großen Organismenreichtum haben wir nach der Darstellung von WALTHER auch für das Oolithlager von Suez kennen gelernt. Das Eiweiß der Organismen enthält aber Natriumkarbonat, und verwesendes Eiweiß entwickelt Ammoniumkarbonat, die beide, wie LINCKs Versuche gezeigt haben, aus der Ca-Salze enthaltenden verdünnten Lösung des Meerwassers $CaCO_3$ als Aragonit in der Form von

Sphärolithen niederzuschlagen vermögen[240]). „Daß diese Processe in der Jetztzeit sich nur in tropischen Gegenden abspielen oder abzuspielen scheinen, hängt offenbar mit dem dort reicheren organischen Leben, mit den sich schneller abspielenden Verwesungsvorgängen zusammen." „Diese Sphärolithe bilden sich . . . mit oder ohne Kern, wo und wie sie es haben können. In litoralen Gebieten oder in der Nähe von Korallenriffen, wo die brandenden Wogen fortwährend Sandkörnchen, Bruchstückchen organogener Kalkmassen (Muscheln, Korallen, Foraminiferen usw.) in flottirender Bewegung erhalten, lagern sich die Aragonitfasern um sie an. . . . Die Sphärolithe sind etwas porös, schwimmen leicht auf dem Wasser und werden durch die Wellen in Bewegung erhalten, geringe Mengen von Ton setzen sich auf der Oberfläche der Kügelchen ab, wenn die Bildung von Aragonit zeitweilig weniger intensiv ist, und später wächst die nächste Schale an, in welche die Kristallenden der vorhergehenden hineinragen."

Diese hauptsächlich auf den Versuchen von LINCK fußende Anschauung von der Entstehung der Oolithe wird heute wohl von der Mehrzahl der Forscher geteilt, und es kann nicht behauptet werden, daß die Verfechter der organischen Entstehung, ROTHPLETZ, KALKOWSKY und andere, jene Anschauung in irgend einem Punkte widerlegt hätten. Insbesondere hat G. LINCK[241]) selbst am Karlsbader Sprudelstein gezeigt, daß auch auf anorganischem Wege Strukturen entstehen können, wie sie KALKOWSKY, als angeblich nur durch organische Entstehung erklärbar, aus dem Rogenstein des norddeutschen Buntsandsteines beschrieben hat. Und wenn ROTHPLETZ[242]) gemeint hat, daß zur Erzeugung der ungezählten Ooïde durch Ammoniumkarbonat ein so großartiger Verwesungsprozeß angenommen werden müßte, daß jegliches Leben unmöglich gewesen sein müsse, was doch gerade der Natur der meisten Oolithe widerspreche, so ist dem entgegen zu halten, daß wir ja gar nicht über die Länge der Zeit, welche diese Vorgänge brauchten, orientiert sind und nichts der Annahme im Wege steht, daß der ganze Überschuß des entstehenden Ammoniumkarbonates sofort durch die doppelte Umsetzung mit den Kalksalzen des Meerwassers vernichtet wurde. Im übrigen wird auf die Anschauungen von ROTHPLETZ noch zurückzukommen sein.

II b $\alpha$. Die Bildung physiologischen Übersättigungskalkes nach Art der Kalkausscheidung um Pflanzenstengel in bikarbonatreichem Wasser von Landseen usw. erscheint im Meere bei der Art der Lösung des Meerwassers nicht möglich.

II b $\beta$. Anders ist es mit der Entstehung „physiologischen Fällungskalkes". Hierfür ist die Ausscheidung eines Kalkfällungsmittels durch einen physiologischen Lebensvorgang einer Pflanze oder eines Tieres nötig. Beide Lebensformen erzeugen bekanntlich Produkte von großer chemischer Mannigfaltigkeit. Indessen ist mir kein Stoffwechselprodukt

höherer Pflanzen oder Tiere des Meeres bekannt, welches in dieser Weise wirken könnte. Im Gegenteil wäre es leicht, eine ganze Anzahl solcher Produkte, z. B. Säuren, namhaft zu machen, welche Kalk auflösen und zerstören. Es liegt aber der Gedanke nahe, daß die tiefststehenden Organismen, die ja vielfach abweichenden Stoffwechsel besitzen, sich auch hierbei anders verhalten. Insbesondere ist ja das Reich der Bakterien dafür bekannt, daß einzelne seiner Vertreter in ihrem Stoffwechsel die eigenartigsten Anpassungen an extreme Lebensbedingungen vollzogen haben, daß sie z. B. die Energieerzeugung, die im allgemeinen mit dem Element Kohlenstoff arbeitet, mit Hilfe ganz anderer Elemente, etwa mit dem Schwefel, vollziehen usw. usw. Schon einmal sind wir der Tätigkeit von Bakterien im Meere, bezw. im Sediment nachgegangen, als wir FeS-reiche Schlamme unserer Watten und der südrussischen Limane besprachen.

Nach einer Zusammenstellung von Joh. Walther in seiner „Einleitung in die Geologie . . . .“ sind Bakterien überall im Meere, wenn auch an Zahl mit der Tiefe abnehmend, vorhanden. Reicher an ihnen als das Wasser ist aber der Bodenschlamm. Doch es gilt noch heute, was O. Krümmel 1907 niederschrieb: „Von der alles umbildenden, hier zersetzenden, dort aufbauenden Tätigkeit der Bakterien in den Meerestiefen haben wir gegenwärtig noch unvollkommene Begriffe. Es dürfte aber eine Zeit kommen, wo man ihre Bedeutung um so höher einschätzen und auch — übertreiben wird.“ Eine neuere Zusammenstellung über die Tätigkeit der Bakterien im Meere gab H. H. Gran[243]).

Hier interessieren uns vor allem die Untersuchungen eines jungen englischen Forschers, G. Harold Drew, der indessen vor voller Auswertung seiner (bereits zitierten) Untersuchungen gestorben ist. Drew, auf dessen Ergebnisse auch W. Salomon[244]) die Aufmerksamkeit der Geologen lenkte, glaubt der Ausfällung von $CaCO_3$ aus dem Meerwasser infolge der Entwicklung von $(NH_4)_2CO_3$ bei Verwesung von organischer Substanz (— nach oben eingeführter Nomenklatur der Entstehung von Verwesungsfällungskalk —) keine große Bedeutung zuschreiben zu sollen: „Though this reaction has been conclusively shown to occur under experimental conditions, where nitrogenous matter has been allowed to putrify for some time in sea water, yet it is obvious that its effect must be purely local and must be confined to the immediate neighbourhood of the decaying organic body which gives rise to the formation of $(NH_4)_2CO_3$“. Indessen führten seine Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß in den warmen Oberflächenwässern der westindischen Meere und der Region um Florida und die Bahamas, vor allem aber in dem dort vorherrschenden feinen Kalksediment selbst denitrifizierende Bakterien auftreten, welche imstande sind, den Salpetergehalt des Meerwassers in Nitrit, Ammoniak

und freien Stickstoff zu zerlegen, und welche hierdurch eine Fällung von Kalk hervorrufen. DREW isolierte die von ihm Bacterium calcis genannte Form und zeigte durch viele Kulturversuche, daß sie, schon in mäßig kaltem Wasser inaktiv, am besten unter den Temperaturen der tropischen Meere und in Tiefen, die geringer sind als 100 Faden, gedeiht[245]). Dieses Bacterium calcis ist in den Oberflächenwässern um die Bahamas und um Florida die häufigste Bakterienform. Aus den Kultur- und Fällungsversuchen des Autors mögen noch einige interessante Einzelheiten angeführt werden. Der erste Kalkniederschlag war in der Regel eine so feine Suspension, daß er sich freiwillig nicht sedimentierte, sondern abzentrifugiert werden mußte. Indessen gelang es durch Hinzufügen fein gepulverten Calciumsulfates oder größerer Sandteilchen einen Niederschlag der Suspension um diese Fremdkörper hervorzurufen. Solche Impfung von Lösungen oder feinen Suspensionen, die keine Neigung zum Kristallisieren zeigen, mit Fremdkörpern zwecks Erzeugung von Keimwirkung ist ja ein dem Chemiker wohl bekannter Kunstgriff. Die hierbei entstehenden Konkretionen „were hard and of almost crystalline appearence . . . Once this process of concretion has been initiated, it appears to progress independently of the presence of particles which act as nuclei, and a large concretion may often be found having a number of smaller concretions around it, or continued into a chain of small spheres, the whole presenting somewhat the arrangement shown by freely budding yeast cells. The deposition of this form of calcium carbonate also takes place on the sides of the flask, and more especially over any area where the glass is scratched or roughened.“ DREW schreibt weiterhin, daß die Bildung dieser halbkristallinen Konkretionen um einen fremden Kern die Annahme nahe gelegt hätte, daß hiermit eine Erklärung für die Bildung der Ooïde gegeben sei, indessen habe FRED. E. WRIGHT festgestellt, „that the concretions did not possess that laminated structure characteristic of oolite grains and that their crystalline structure was nearer that of calcite than aragonite“. In über eine Woche alten Kulturen zeigten sich schon DREW deutliche Calcitrhomboeder, und eine Reihe weiterer Niederschläge, die zur mineralogischen Untersuchung an WRIGHT geschickt waren, erwiesen sich ebenfalls als Calcit. Wer indessen einigermaßen über die eingehenden Experimente von G. LINCK und O. BÜTSCHLI orientiert ist, wird sich sagen, daß in allen diesen Fällen der Calcit sehr wohl bereits ein Umbildungsprodukt von Aragonit oder einer der noch weniger beständigen Modifikationen des $CaCO_3$, des Vaterits oder des amorphen $CaCO_3$ BÜTSCHLIS, gewesen sein kann. Ja, dieses wird durchaus wahrscheinlich, wenn man die der letztzitierten, posthum gedruckten Arbeit von DREW folgende Mitteilung von TH. W. VAUGHAN aus dem Jahre 1914 liest. Schon in seiner 1910 erschienenen Arbeit war dieser Autor zu der Überzeugung

gelangt, daß der feine Kalkschlamm der Gewässer um Südflorida weder detritogen, noch organischer Kalk, sondern ein chemischer Niederschlag sei. Diese Anschauung wurde dann durch die 1911 begonnenen Untersuchungen von DREW bestätigt. Der bei 12 Fuß noch nicht durchsunkene, feine, weiche Kalkschlamm der Westseite von Andros Island in der Bahama-Gruppe ist in einer oberen, 6 Zoll dicken Lage cremefarben, darunter aber grau gefärbt und mit $H_2S$ Geruch behaftet. Da DREW in einzelnen seiner Kulturversuche feine Kristallnadeln fand, die WRIGHT als Gips[246]) bestimmte, meint er, daß der diesen tieferen Lagen des Kalkschlamms eigene $H_2S$-Geruch auf die Reduktion von $CaSO_4$ zu Sulfid und Zerlegung des Sulfids auf bakteriellem Wege zurückgeführt werden müsse. Wenn er aber in den oberflächlichen Lagen in einem Kubikzentimeter 160000000 Individuen des Bacterium calcis fand, dann wird man verstehen, daß er sagen konnte, „that these mud flats have been precipitated by the action of B. calcis on the soluble calcium salts carried into the sea by drainage from the land, where extensive and rapid weathering of the limestone rock is in progress.“ Diese Kalkschlamme selbst hat sich nun VAUGHAN näher vorgenommen. Eine Prüfung mit MEIGENschem Reagens zeigte FR. E. WRIGHT, der auch hier die mineralogische Identifizierung vornahm, die Anwesenheit von Aragonit; nur die Teile, die groß genug waren, daß sie optisch untersucht werden konnten, erwiesen sich als Calcit. Verschiedene Proben pleistozäner Oolithe von Florida und den Bahamas zeigten sich ebenfalls als aus Aragonit bestehend. „The muds and the Pleistocene oolites, therefore, are composed of a mixture of aragonite and calcite.“ Da nun VAUGHAN beobachtet zu haben glaubte, daß Kalkschlamme, die ursprünglich frei von Ooïden waren, bei der späteren Untersuchung solche enthielten, war er zu der Meinung gelangt, „that oolitization was the result of secondary changes after precipitation,“ — wir würden sagen, der Diagenese. Der Durchmesser der Ooïde der Bahama- und Florida-Oolithe schwankt zwischen 0,10 und 0,80 mm, nur gelegentlich überschreitet ein Korn 1 mm. Die Sphärolithe oder sphärolithischen Aggregate in den Kalkschlammen bewegen sich aber zwischen 0,004 oder 0,006 mm Durchmesser bis zu den normalen Größen der erwähnten Ooïde. VAUGHAN siebte nun eine Anzahl Proben der Kalkschlamme durch Siebgaze mit 0,13 mm Maschenweite und füllte das abgesiebte, feine Material in Flaschen mit Seewasser, die über 3 Monate sich selbst überlassen blieben. Nach diesem Zeitraum wurde der Inhalt der Flaschen abermals durch die gleiche Maschenweite gesiebt und das auf der Siebgaze verbleibende Material näher untersucht. Es zeigte sich hierbei folgendes: „The formation of oolite grains was found to be in progress in every sample, and numerous grains had apparently grown to such a size as to preclude their passing trough the mesh of bolting-cloth. The grains showed

the usual forms of oolite grains: spheroids, ovoids, and ellipsoids. The larger grains had smaller diameters of 0,17 mm; longer diameters up to 0,23 mm. Those newly formed are soft and easily crushed by any kind of pressure. The experiments indicate increase both in number and in size of grains. The precipitated calcium carbonate may segregate around a variety of nuclei, for instance, spherulites or round aggregates formed of the precipitated material, small grains of sands, shells of foraminifera, and gas bubbles.“ Nach dieser Feststellung hielt sich VAUGHAN für berechtigt, zu behaupten, daß die Ooïde der Florida- und Bahama-Oolithe durch Diagenese der feinen Kalkschlamme entstanden, die auf bakterielle Ausfällung des $CaCO_3$ aus dem Meerwasser in der von DREW erörterten Weise zurückgeführt werden müssen.

Man darf mit Spannung der ausführlichen Darstellung entgegensehen, die wir noch über diese Vorgänge aus der Feder VAUGHANS zu erwarten haben. Schon jetzt aber müssen wir uns fragen, ob hiermit die Entstehung der Oolithe denn wirklich aufgeklärt ist. Zunächst bedarf die mineralogische Natur der von DREW erhaltenen Niederschläge der Aufklärung; doch wurde bereits oben gesagt, daß es sehr wahrscheinlich ist, daß sie ursprünglich nicht aus Calcit, sondern einer weniger beständigen Modifikation des $CaCO_3$ bestanden, die sich bereits vor der Untersuchung durch WRIGHT in Calcit umgewandelt hatte. Weiterhin braucht das von VAUGHAN mitgeteilte Weiterwachsen von Sphärolithen im Kalkschlamm unter Meerwasserbedeckung nicht als ein Beweis dafür angesehen zu werden, daß auch in der Natur die Entstehung der Ooïde ein solcher diagenetischer, im Schlamm stattfindender Prozeß ist, denn jeder Keim mit sphärolithischer Anlage wird sphärolithisch weiterwachsen, wenn er sich unter geeigneten Bedingungen befindet, und die Angabe von VAUGHAN, daß die von ihm untersuchten Kalkschlamme bei der Einsammlung frei von solchen Sphärolithen waren, ist nach seinem eigenen Zeugnis nicht ganz sicher. So muß es doch, ungeachtet der Wichtigkeit der Feststellungen von DREW und VAUGHAN, noch erlaubt sein, bezüglich der Entstehung der Ooïde außerhalb oder innerhalb des Sedimentes Zurückhaltung zu bewahren, zumal eine große Anzahl von Gründen, die z. T. bereits früher angeführt wurden — wie die Größenverhältnisse —, für eine Bildung während des Schwebens im bewegten Wasser spricht. Die ganze äußere Form der einzelnen Ooïde und auch der ooïdisch umkrusteten Fremdkörper scheint mir für eine Kristallisation im freien Wasser (nach Art der Karlsbader Sprudelsteine) zu sprechen, wobei die größeren Fremdkörper offenbar auf dem Boden gerollt und allseitig von Kalkniederschlag umhüllt wurden. Zu solchen Geröllen gehören m. E. die „Ooïdbeutel“ KALKOWSKYS, — von ooïdischer Kruste umrindete, frühzeitig verhärtete Teile des Oolithsedimentes, wie WALTHER sie (ohne solche Kruste) auch von Suez beschrieben hat. Alles

dieses spricht nicht für eigentlich konkretionäre Entstehung der Ooïde im Sediment, wie sie übrigens — für fossile Vorkommnisse — schon LORETZ u. a. angenommen hatten. Ja, es fehlen u. W. bei den Oolithen die für Konkretionen allgemein charakteristischen Lemniskaten- und ähnliche Formen, die wir wohl mit R. E. LIESEGANG[247]) auf Diffusionserscheinungen zurückführen dürfen. Und es dürfte daher unschwer gelingen, zwischen ooïdischen und echten konkretionären Formen zu unterscheiden. In der Natur wird eben niemals in einem schlammigen Medium eine solch' gleichmäßige Verteilung von ersten Kristallisationszentren („Keimen“) oder als solchen wirkenden Fremdkörpern, wie sie ja in der Regel die Kerne der Ooïde bilden, verwirklicht sein, daß sich, wie es zwar nicht immer, so doch häufig in Oolithen der Fall ist, lauter einzelne, einander nicht berührende und auch nicht beeinflussende Konkretionen bilden könnten. Daher anderseits die Mannigfaltigkeit der Konkretionsformen, wie sie bisher wohl niemals besser dargestellt worden ist, als durch J. M. ARMS SHELDON[248]). — So bietet das Oolithproblem offene Fragen, wohin wir blicken.

IIb$\gamma$. Wir kommen zur letzten Möglichkeit der Kalkausscheidung im Meere, der Bildung eigentlichen „organischen Kalkes“ in der Form von Pflanzen- und Tierskeletten. Über die näheren Umstände dieser wirklich organischen Kalkausscheidung wissen wir zwar so gut wie nichts, denn daß sie im Sinne STEINMANNS[249]) durch einen fortgesetzten Fäulnisprozeß von aus dem organischen Kreislauf ausgeschiedenem Eiweiß zu erklären sei, ist nach der übereinstimmenden Ansicht kompetenter Beurteiler, wie BIEDERMANN und BÜTSCHLI, ausgeschlossen. W. BIEDERMANN[250]) hat nachgewiesen, daß bei der Ausscheidung der Kalkskelette Kristallisationsprozesse eine wesentliche Rolle spielen und daß den kalkausscheidenden Geweben „nicht sowohl ein fortdauernd gestaltender Einfluß beizumessen ist, sondern daß es sich im wesentlichen darum handelt, Krystallisationszentren zu schaffen, deren molekularer Bau ein gesetzmäßiges Wachstum in gewisser Richtung verbürgt.“ Aber welche chemischen Vorgänge zur Ausscheidung des Kalkes in den Zellen führen, gelang ihm, wie anderen, nicht nachzuweisen. O. BÜTSCHLI hat feststellen zu können geglaubt, „daß im Krebs- und Muschelblut die Hauptmenge des vorhandenen Kalks in direkter Verbindung mit Kohlensäure steht. Es läßt sich aber zur Zeit nicht sicher entscheiden, ob er einfach als amorpher kohlensaurer Kalk gelöst, oder ob er als karbaminsaurer Kalk vorhanden ist.“ Noch weniger ist aber m. W. über die Art der Kalkausscheidung in Pflanzen bekannt geworden. — Es entsteht die Frage, ob auf solch' eigentliche organische Weise Oolithe entstehen können. Das ist nämlich — längst vor KALKOWSKY, dessen Gründe LINCK widerlegt hat — von ROTHPLETZ[251]) behauptet worden, ohne indessen allgemein zu über-

zeugen. ROTHPLETZ glaubte festgestellt zu haben, daß die Ooïde des Großen Salzsees in Utah das Produkt kalkabsondernder Spaltalgen seien: „Um einen inneren Kern von unregelmäßig körnigem Kalk legen sich konzentrische Schalen mit zugleich radialer Anordnung der Calcitkrystalle[252]). Aber selbst in ganz feinen Dünnschliffen ist die Kalkmasse sowohl des Kernes wie der Schalen etwas getrübt durch eingesprengte winzige Körnchen. Löst man den Schliff vorsichtig und langsam mit ganz verdünnter Säure auf, so bleiben die Körnchen genau in ihrer ursprünglichen Lage zurück, und man erkennt in ihnen die abgestorbenen und geschrumpften Gloeocapsa-Zellen." Wohl gemerkt stehen diese Zellen, die auch der Verf. bei Wiederholung des angeführten Versuches an frischem, von W. PAULCKE 1913 gesammelten Material feststellen konnte, in keinem Verhältnis zu der Struktur der Ooïde. Der Kalk umschließt also die Zellen und kann daher kaum, wie ROTHPLETZ das noch heute tut, in Parallele gesetzt werden mit den Kalkskeletten der Siphoneen, sondern allenfalls mit der Entstehung von „physiologischem Übersättigungs-" oder „physiologischem Fällungskalk" (IIb$\alpha$, IIb$\beta$ obiger Namengebung). In der Tat erfahren wir aus der ersten Publikation nirgends von ROTHPLETZ, wie er sich die Kalkausscheidung durch die Gloeocapsa- und Gloeotheca-Zellen eigentlich denkt. Hier kann ich nur auf eine gelegentliche spätere Mitteilung von 1900 hinweisen. In derselben[253]) sagt ROTHPLETZ von den Ooïden des Großen Salzsees, „daß sie von kleinen Spaltalgen (Schizophyceen), und zwar von nur einige Tausendstel Millimeter großen Gloeotheca- und Gloeocapsa-Arten in der Weise gebildet werden, daß dieselben irgend einen Körper umhüllen und durch fortgesetzte Theilung der Einzelzellen diese Hülle immer dicker wird, wobei die unteren und ältesten Lagen sich mit Kalk inkrustiren und absterben. So ergiebt sich aus diesem Wachstum einmal die konzentrische Lagenstruktur und aus der Art der Theilung der mehr oder minder deutliche radiäre bzw. vertikale Aufbau von selbst." Das wäre aber ganz etwas anderes als z. B. die Kalkskelettbildung durch die Siphoneen! Es brauchte nun auf die keineswegs klaren Ausführungen von ROTHPLETZ an dieser Stelle überhaupt nicht näher eingegangen zu werden, wenn derselbe nicht seine Anschauung auch auf die marinen Oolithe von Suez übertragen hätte. „Diese Oolithe unterscheiden sich von denen des Great Salt Lake hauptsächlich dadurch, daß ihr Kern stets aus einem fremden Sandkorn besteht. Die konzentrisch-schalige Struktur ist sehr deutlich, die radiale minder gut entwickelt. Dann aber sind stets eigentümliche wurmförmige und nicht selten dichotom sich verzweigende Gänge in den Schalen zu bemerken, welche von Calcit" (wohl auch Aragonit in Wirklichkeit!) „ausgefüllt sind, der aber in seiner Orientierung von derjenigen des Calcites" (Aragonites!) „in den concentrischen Schalen

ganz unabhängig ist und ein viel gröberes Korn besitzt. Löst man mit Säure den Kalk auf, so bleiben auch hier winzige Körnchen zurück, die in dünneren Häuten zusammenhängen und ganz das Aussehen der Spaltalgen haben, wie sie in den Utah-Oolithen vorkommen." Wenn nun ROTHPLETZ auch durch Färbungsversuche die pflanzliche Natur dieser Häutchen nicht feststellen konnte, so fand er doch am Strande von Suez einzelne silbergraue bis grünlichgraue Ooïde, welche sich von den Algenzellen-führenden „silbergrauen Oolithen des Salzsees nicht leicht unterscheiden ließen, wenn nicht das innere fremde Sandkorn wäre." In den sich nicht selten dichotom verzweigenden, wurmförmigen Gebilden der Sinai-Ooïde vermutet ROTHPLETZ aber „irgendwelche fadenförmige Algen, die an der Oolithbildung selbst allerdings nicht unmittelbar beteiligt waren, aber durch die Gesellschaft, in der sie lebten, mit hereingezogen wurden." Dieselben wurden also nach dieser Ansicht passiv in die Ooïde mit eingeschlossen, ihr Raum konnte sich aber später mit Kalk ausfüllen und ihre äußere Form dadurch erhalten bleiben. Es ist klar, daß man nach diesen kärglichen Untersuchungen auch über die Entstehung der Suez-Oolithe nichts Endgültiges sagen kann; auf keinen Fall ist es ROTHPLETZ gelungen, die eigentlich organische Entstehung derselben zu beweisen. Die passiv eingeschlossenen „fadenförmigen Algen" aber könnten bohrende Algen sein, die nicht nur nicht am Aufbau der Ooïde beteiligt waren, sondern vielmehr an deren Zerstörung arbeiteten, deren Bohrgänge nachträglich aber wieder von Kalk ausgefüllt wurden. Es würde das ein ähnliches Verhältnis sein, wie es L. CAYEUX[254]) zwischen Girvanella und Ooïden angenommen hat.

Nach alledem muß die Frage noch eine offene bleiben, ob die rezenten marinen Oolithe halmyrogene Ausscheidungen im eigentlichen Sinne sind, wie wir im Anfang unserer diesbezüglichen Betrachtungen unter Vorbehalt geäußert haben. Indem wir es aber nach dem heutigen Stande der Forschung für ausgeschlossen halten, daß dieselben organischer Entstehung im engeren Sinne sind, wie ROTHPLETZ anscheinend wollte, muß es weiteren Forschungen vorbehalten bleiben erstens festzustellen, ob es sich um „Verwesungsfällungskalk" im Sinne der Untersuchungen von STEINMANN, MURRAY und IRVINE, besonders aber von LINCK, oder aber um „physiologischen Fällungskalk" im Sinne der Feststellungen von DREW und der Annahme von VAUGHAN handelt. Während bei diesen beiden Fällen die Betätigung von Bakterien anzunehmen ist, besteht doch ein wesentlicher Unterschied darin, daß im ersten Falle das Fällungsmittel durch bakterielle Verwesung organischer Substanz frei gemacht wurde, während im letzteren bakterielle Tätigkeit das Fällungsmittel aus der Lösung des Meerwassers bereitstellen würde. Vielleicht wird es in manchen Fällen überhaupt schwer sein, zwischen diesen beiden Möglichkeiten zu unterscheiden. Im allgemeinen läßt sich

wohl immerhin soviel sagen, daß die Oolithbildung im Meere die Folge bakterieller Tätigkeit ist. Des weiteren aber würde zu entscheiden sein, ob die Bildung der Ooïde freischwebend im Wasser (oder auch — nämlich die der vereinzelten größeren — während der Rollung am Boden) oder im Verlauf der ersten Diagenese in feinem Kalkschlamm stattfand oder ob beides möglich ist[255]). Ein letztes aber, worüber Aufklärung sehr not tut, wäre die Ursache der Sphärolithform der Ooïde. Es ist oben bereits darauf hingewiesen worden, daß als erste Ausscheidung wahrscheinlich eine kolloidale Substanz in Frage kommt. Aufzuklären bleibt aber, ob hierzu lediglich der kolloidale kohlensaure Kalk genügt, wie solches nach den Experimenten von G. Linck anzunehmen ist, oder ob noch andere kolloidale Ausscheidungen hierzu nötig sind, etwa Kieselsäure-Kolloid, wie z. B. H. Schade[256]), O. M. Reis[257]) u. a. neuerdings angenommen haben. Es könnten sich dann möglicherweise die Beobachtungen von Rothpletz an den Oolithen des Großen Salzsees dahin aufklären, daß die kolloidale Gallertmasse der dort reichlich nachgewiesenen Algenvegetation das nötige Substrat für die auf irgend eine ganz unabhängig von den Algen vor sich gehende Weise abgeschiedene Kalksubstanz abgab. Bei der Annahme der Beteiligung ursprünglicher Kolloidsubstanz wäre die konzentrische Schichtung der Ooïde lediglich eine Wirkung des Kolloids, wobei vielleicht im Sinne der Untersuchungen Liesegangs Diffusionserscheinungen eine Rolle spielten, während ihre Radialstrahligkeit als reine Kristallisationserscheinung aufgefaßt werden müßte.

### Seesalz- und Gipsausscheidungen und -Lager als natürliche Bildungen des Strandes

Echte halmyrogene Produkte des Meeres sind die Seesalz- und Gipslager, die aber als natürliche Gebilde des Strandes nur selten angetroffen werden. Schweinfurth und Joh. Walther haben sie von der Küste des Roten Meeres (Raui, Scheduan) beschrieben, wo sie sich unter dem dort herrschenden Wüstenklima während der Ebbe bilden. Da das Meerwasser während der Flut nicht alles abgeschiedene Salz wieder aufzulösen vermag, muß sich dasselbe anreichern. Auch die Vorkommnisse südlich von Coquimbo an der chilenischen Küste, 30—60 cm dick, 60 km lang und mehrere km breit, und vom Rann von Cutch im nordwestlichen Vorderindien liegen in der Randzone von Wüstengebieten, worauf J. Walther mit Recht hingewiesen hat; und die Erhaltung der gebildeten Salzabsätze ist nur eine Folge des herrschenden Regenmangels. In dem letztgenannten, bis vor kurzem besten Beispiel für litorale Salzabscheidung wird das flache Küstenland durch den SW-Monsun viele Meilen weit unter Meerwasser gesetzt, es bilden sich

Sümpfe, die dann während der trockenen Jahreszeit verdampfen, wodurch sich die ganze Gegend mit glitzernden Salzkrusten überzieht.

Ganz neuerdings berichtete E. WITTICH[258]) von großen Strandsalzlagern im innersten Teile der Bucht von Sebastian Vizcaino an der Westküste von Nieder-Kalifornien. Sie liegen unmittelbar an der Küste zwischen niederen Dünenzügen, 4—5 km von der einzigen Wasserstelle der ganzen Gegend, dem sogen. Ojo de Liebre, entfernt. Eine dicke, schneeweiße Salzkruste erfüllt lange, zungenartige Niederungen, ehemalige Lagunen. Das längste dieser Salzfelder hat mehr als 10 km, das nächst kleinere 8, ein weiteres kaum 4 km Länge. Die Breite schwankt zwischen 2 und 3 km. Außer diesen größeren Feldern haben sich auch in den kleineren Buchten Salzabsätze gebildet. Zwei weitere Lagunen nördlich dieser drei Felder fand WITTICH noch vollständig mit Wasser bedeckt. Alle diese Salzfelder sind heute noch mit dem Ozean in offener, wenn auch nicht in direkter Verbindung; sie münden nämlich in eine flache Bucht, bekannt als „Scammons Lagoon“ oder „Laguna del Ojo de Liebre“, die ihrerseits erst mit der Vizcaino-Bucht, bezw. dem offenen Ozean in Verbindung steht. Das Vorhandensein der flachen, vorgelagerten Bucht ist für die Bildung und Erhaltung der Salzlager insofern von Bedeutung, als sie ein direktes Eindringen der Meeresbrandung und ein zu starkes Überfluten der Salzlager verhindert. In der Nähe der Meeresküste zunächst sehr dünn, nimmt die Salzdecke landeinwärts stetig an Stärke zu, bis auf etwas über 30 cm in den günstigsten Fällen. Darunter liegt von verfaulenden Meeresalgen erfüllter, nach $H_2S$ riechender Salzschlamm und unter diesem Salzpelit ein feiner, durch organische Beimengungen zum Teil braun gefärbter Quarzsand. In den von starker Salzlauge durchtränkten Schlamm- und Salzschichten finden sich zahlreiche, große, infolge ihres Wachstumsdrucks fast klar durchsichtige Gipskristalle, die besonders in dem lettigen Schlamm förmliche Gipszonen bilden. Dieser Schlamm wird auch noch von dünnen „Caliche“-Bändern durchzogen. Das neben Kalk- und Magnesiumsulfat bis rund 95% NaCl enthaltende Salz ist frisch zu oberst lebhaft grün, darunter schön rosenrot gefärbt; die anscheinend von sich zersetzenden Meeresalgen herrührenden organischen Farbstoffe bleichen aber am Tageslicht sehr bald vollkommen aus. Die Korngröße der im allgemeinen gut kristallisierten Salze nimmt von oben nach unten, offenbar infolge von Diagenese, zu. Die Erhaltung und Vergrößerung der unter ausgesprochenem Wüstenklima durch Kristallisation aus dem Meerwasser entstandenen Salzlager beruht vor allem auf dem Umstande, daß der Ozean an der ganzen Küste von Niederkalifornien sich rasch zurückzieht, bezw. das Land sich hebt[259]). Diese rasche Trockenlegung der Küstenzone erkennt man an den flachen Säumen von Dünensand, gelegentlich auch von Gips, welche die Küste, sowie die Salzfelder

selbst umziehen und die mit Resten von rezenten Mollusken bedeckt sind, deren oft noch farbiges Conchyliolin erhalten ist, während sie zugleich schon von Salzausblühungen bedeckt sind. Kleine Dünenhügel aus Gipsschüppchen geben einen Anhaltspunkt zur Erklärung der Bildung der Salzfelder überhaupt. Bei dem raschen Rückgange des pazifischen Ozeans konnten gipsführende Schichten vielleicht ohne Salzüberdeckung trocken gelegt werden, sodaß ihr Material ein Spiel des Windes wurde. Der Kalk der Caliche-Bänder in den Salzschichten stammt vielleicht von Kalkalgen, deren Knollen zahlreich am Strande der Lagune vom Ojo de Liebre gefunden werden, und ein Teil desselben mag (unter dem Einfluß verwesender organischer Substanzen?) mit zur Bildung des Gipses gedient haben. Resorptionen von Kalkkarbonat unter dem Einfluß der starken Salzlösungen zeigten in den Salzschichten auftretende, letzte korrodierte Reste von Pecten-Schalen. Außerdem finden sich auf der Oberfläche der Salzfelder selbst häufig große Mengen von Meeresschneckenschalen (Anachis Adams), in den Salzschichten dagegen kaum eine Spur davon; es ist daher zu vermuten, daß sie hier durch die Salzlauge aufgelöst wurden. Das Fehlen von marinen Resten in anderen Salzlagern ist vielleicht auf ähnliche Weise zn erklären. Da die Salzlager mit dem Meere immer noch in geringer Verbindung stehen, wird die Konzentration der gelegentlichen Wasserdecken niemals so stark, daß sich die leichter löslichen Salze, vor allem Kalisalze, ausscheiden könnten. Die noch heute fortgehende Salzausscheidung, die vor einigen Jahrhunderten begonnen haben wird, hat aber bei dem raschen Emportauchen der kalifornischen Küste alle Aussicht auf ein nicht allzufernes Ende; denn durch die Strandverschiebung wird die Überflutung stets geringer werden, bis die Salzfelder schließlich die Verbindung mit dem Meere verlieren und in ein weiteres, fossiles Stadium übergehen, wie es Partien von weißem festen Steinsalz, die heute weitab vom Meeresufer unter Flugsand begraben liegen, zeigen. Große Lager von Steinsalz finden sich nach WITTICH auch auf der Insel Carmen im kalifornischen Meerbusen. Da auch die Golfseite der kalifornischen Halbinsel, der diese Insel vorgelagert ist, im raschen Aufsteigen begriffen ist, so scheinen diese seit Jahren in lebhaftem Abbau befindlichen Salzfelder derselben Entstehung zu sein, wie die vom Ojo de Liebre.

Von Interesse ist weiterhin die von jeder Springflut mit Meerwasser gefüllte Kraterpfanne der Kapverdeninsel Sal, wo das überaus trockene Klima das Wasser rasch zum Verdunsten bringt und sich Gips und Steinsalz abscheiden, welch' letzteres von dort nach Brasilien exportiert wird[260]). Nach K. MARTIN[261]) bildet sich Gips auch auf Curaçao und den benachbarten Inseln vielfach in abgeschlossenen Becken bei eintretender Eindampfnng des Meerwassers. Derselben Entstehung sind Gips und Steinsalz, die sich in den Lagunen mancher gehobenen pazi-

fischen Koralleninseln, z. B. der zentralpolynesischen Sporaden, finden, wie nach J. D. HAGUE[262]) auf Jervis Island (0°22' S. Br., 159° 58' W. L.), wo die Ebene innerhalb des Ringwalles Gips und Kochsalz unter Guano erkennen läßt. Bezüglich Malden Island (4°2' S. Br., 154° 58' W. L.) aber schreibt W. A. DIXON[262]), daß das Meerwasser durch das Riff selbst in die Lagune sickere und dort verdampfe; nur bei tiefem Niederwasser tritt Rückfluß ein. Die seltenen, aber heftigen Regen tragen von Zeit zu Zeit das Kochsalz aus der Lagune, aber der Gips bleibt zurück.

Selbst schwächer gesalzene Meeresteile können zu Salzabscheidungen am Strande Veranlassung geben, falls nur die nötigen klimatologischen oder meteorologischen Vorbedingungen gegeben sind. So kann man am Strande des ostpreußischen Samlandes — wo der Salzgehalt des Ostseewassers 7—8 Promille beträgt — nach anhaltender Trockenheit und bei niederem Wasserstande die Strandgerölle mit glitzernden Salzkrusten bedeckt finden, und zwar vor allem poröse Gesteine, die, wie der unteroligozäne Krant der Bernsteinformation, eine große Menge Wasser aufzusaugen vermögen und bei starker und länger dauernder Trockenheit eine dementsprechende Menge Salz ausblühen lassen. Daß Salzausscheidungen in Kapillarklüften von Küstengesteinen und -Geröllen diese Klüfte in manchen Fällen erweitern werden, ist äußerst wahrscheinlich; gerade solche Kapillarklüfte sah der Verf. gelegentlich an der festländischen Küste des St. Lorenz-Golfes bei Grand Grève (Gaspé) durch Salzausblühungen bezeichnet. Daß marine Küstensande durchweg salzhaltig sind, davon kann man sich leicht jederzeit durch den Geschmack überzeugen.

Ungleich größere Verbreitung als die genannten reichlicheren natürlichen Vorkommen von abgeschiedenen Meeressalzen haben die künstlichen Salzgärten zur Salzgewinnung im Großen gewonnen. Diese „Seesalinen“ werden an vielen Küstenstrecken angelegt, wo das Klima hierfür günstig ist. Hierauf können wir aber erst im letzten Abschnitt dieser Darstellung zurückkommen.

## B. Schelfablagerungen

### Einleitendes und über die Bedeutung der Gezeitenströmungen für den Sedimentabsatz auf den Schelfflächen

Unter Schelfablagerungen verstehen wir mit KRÜMMEL die einmal durch das vom Strande stammende Material, dann aber auch durch die autochthone Organismenwelt gebildeten Sedimente der breiter oder schmäler entwickelten Schelfflächen, welche die ozeanischen und nebenmeerischen Flanken der Kontinente umsäumen. Die seichteren Teile dieser Flächen, namentlich die Bänke, auch viele Meeresstraßen

sind hierbei mit den Ablagerungen von gröberem Korn bedeckt, während alles Feinere in die Mulden und Furchen verschleppt wird. Gehen wir von der Küste aus, so treffen wir zunächst — und zwar gilt dieses nur für steiler abfallende Felsküsten — im Anschluß an die durch Abrasion entstandene Brandungsplattform oder -terrasse eine mehr oder weniger stark seewärts geneigte, dem Abfall des Untergrundes parallel- und schräggeschichtete Ablagerung von Brandungsschutt, welche man im Anschluß an A. PENCK[263]) die „Meerhalde" genannt hat; sie



Fig. 77.
Hohe Aufbauten einer Dampferanlegestelle bei Joggins Mine am Ufer der mit hohem Gezeitenhub versehenen Fundybai, Neu-Braunschweig, Canada. Im Hintergrunde ein bei Ebbe vollkommen auf dem Trockenen liegender Kohlendampfer. ANDRÉE phot. 1913. Die Abbildung soll einen Begriff von der Intensität der Gezeiten und ihrer geologischen Wirkungen geben, die an verschiedenen Stellen in diesem Werke besprochen werden.

geht allmählich in horizontale und feinkörnigere Schichten tieferen Wassers über. Anders vor Flachküsten; hier finden wir in der Regel die Mehrzahl der Schaare oder Sandriffe, die wir als eine Aufschüttungsform mit wanderndem Inhalte bereits in einem früheren Abschnitte näher gekennzeichnet haben, da ihre Bildung unter wesentlicher Mitbeteiligung des dort besprochenen Brandungsvorganges erfolgt.

Auf den Schelfflächen sind neben den Wellen vor allem die Gezeitenströme wirksam, indem sie das feine Sand- und Schlickmaterial nicht nur hin- und herschieben[264]), örtlich aber besonders mächtig anhäufen können,

sondern indem sie auch erodierend wirken, wo die Strombahnen seitlich eingeengt werden. Das ist in den Einschnürungen von Buchten (Fig. 77) und in allen Meeresstraßen der Fall, welche die Flutwelle durchläuft. Hier entstehen Gezeitenkolke, wie wir sie bereits früher aus unseren Watten kennen lernten. „Dann liegt, wie in der Fundybai auch in 100 m, oder im Ärmelmeer noch in 80 m der Felsgrund bloß und blank da, und das Lotblei des Schiffers, der sich im Nebel seinen Weg austastet, zeigt statt einer Grundprobe nur zerstoßene und eingekerbte Kanten. Nicht immer ist das, was unsere Seeleute Riffgrund nennen, felsiger Boden, sondern öfter meinen sie damit nur einen sehr festen Ton, der am Handlot nicht recht haftet, wie beispielsweise der Borkumriffgrund vor der Emsmündung“ (KRÜMMEL). Was aber die Lotlisten, auch im tieferen Meere, vielfach als harten Grund bezeichnen, mag gelegentlich ähnlicher Art sein; manchmal mag es sich jedoch auch um Verhärtungen des Bodensedimentes von konkretionärer Art handeln, und es wäre, da solche Vorkommnisse von großem wissenschaftlichen Interesse sind, künftighin immer ratsam, zu versuchen, mit der Dredsche Stücke vom Meeresboden loszubekommen. — „Sobald sich das Bett einer Gezeitenströmung verbreitert, mindert sich deren Geschwindigkeit, die mitgeschleppten Sinkstoffe fallen zu Boden und häufen sich in Form von Bänken an. Solche Gezeitenbänke finden sich vor dem halsähnlichen Eingang breiter Buchten, sie werden hier vom Ebbestrom abgelagert, der beim Übertritt in das offene Meer sich verlangsamt, und bilden eine Barre, die die Einfahrt in die Bucht oft sehr erschwert. Die Barre vor dem Goldenen Thore der San Franciscobucht ist so entstanden. Meeresstraßen, die von den Gezeitenströmungen durchquert werden, haben am Ein- und Ausgange derartige Gezeitenbarren. Die 18 m tiefe Straße, welche Madura von Java trennt, ist an ihren beiden Enden durch Barren von nur 2 m Tiefe abgesperrt“ (PENCK).

Übrigens sind die das Sediment beeinflussenden, ja z. T. den Meeresboden erodierenden Gezeitenströmungen nicht auf die unmittelbare Nähe der Küste und geringe Tiefen beschränkt. Das zeigen die Angaben von G. SCHOTT[265]) über die submarinen Bänke in der Nähe der Kanarischen Inseln[266]). Auf der Seinebank fand sich in Tiefen von über 300—500 m grobkörniger Sand. In den Tiefen, die kleiner als rund 200 m waren, beobachtete die „Valdivia“ meist harten Grund, an Station 23 in 964 m reichliche Mengen grobkörnigen Sandes. Dieser Befund paßt zu dem, was BUCHANAN über die Bodenbeschaffenheit in den Passagen zwischen den einzelnen Kanarischen Inseln berichtet: soweit der Einfluß der Gezeitenströme reicht, findet man wenig oder keine Bodensedimente, sondern harten, reinen Fels, der in dem bis 2000 m tiefen Kanal zwischen Gran Canaria und Tenerife von schwarzen Manganoxyden überkrustet ist. Erst wo sich der Einfluß dieser Strömungen nach der

Tiefe zu verliert, stellt sich Globigerinenschlamm ein. „Nun wissen wir wiederum durch BUCHANAN's Beobachtungen auf der Daciabank[267]), daß auch die kleinen submarinen Bänke des offenen Ozeans Gezeitenbewegungen noch erkennen lassen, und so kann man schließen, daß die obersten, flachsten Partien dieser Untiefen durch wenn auch schwache, aber doch noch transportierende Ebbe- und Flutströme mehr oder weniger vollkommen von Ablagerungen frei gehalten und gereinigt werden; in 964 m haben wir bereits viel Sediment, aber doch nur grobkörniges, und erst in den bewegungslosen großen Tiefen von über 1500 und 2000 m vermag sich hier feiner Globigerinenschlamm zu halten.“ Eine ähnliche, sehr tief gehende Einwirkung der Gezeitenströme hat STANLEY GARDINER[268]) für das Gebiet zwischen den Seychellen und den Saya da Malha-Bänken ausgesprochen, wo 10 Lotungen bis zu Tiefen von 1700 m harten Grund ergaben. Auch die Passagen zwischen den Inseln des Malaiischen Archipels, die von Gezeiten- und Ausgleichströmungen durchlaufen werden, lassen dieselben und verwandte Erscheinungen erkennen. „An diesen Stellen“ — so berichtet M. WEBER[269]) — „muß der Strom sehr tief sich erstrecken, denn meist wurde hier sogenannter „harter Grund“ gelotet, d. h. das Lot brachte nichts herauf, höchstens abgeschlagene Stückchen Stein, manchmal nur Eindrücke, als Beweis, daß es auf felsigem Boden aufgeschlagen war. Im günstigsten Falle war der Boden mit grobem Sande oder Manganknöllchen bedeckt. Da es sich um Tiefen bis zu 1500 m handelte, will ich nicht behaupten, daß der Strom so tief sich erstrecke, wohl aber, daß er tief genug reiche, um den Niederschlag von feinen Sedimenten, wie sie sonst dem Meeresboden in größerer Tiefe aufliegen, zu verhindern.“ Den soeben erwähnten Beobachtungen von BUCHANAN auf der Daciabank reihen sich noch solche von R. N. WOLFENDEN auf der benachbarten Gettysburgbank an, und dann hat der „Michael Sars“ südlich der Azoren auf seiner Station 58 in etwa 37° N und 29° W über 948—1235 m tiefem Wasser vom verankerten Schiff aus Gezeitenstrommessungen angestellt[270]). Hierbei wurde in 732 m eine Strömungsgeschwindigkeit von mehr als 27 cm in der Sekunde festgestellt. Wahrscheinlich werden aber solche Geschwindigkeiten noch erhöht, wo Untiefen der Gezeitenwelle im Wege liegen, und es steht durchaus im Einklang mit dem von G. SCHOTT Gesagten, wenn B. HELLAND-HANSEN der Darstellung dieser Beobachtungen hinzufügt: „This would explain the remarkable fact that on many submarine slopes and ridges no fine mud is deposited, because the strong current sweeps the bottom clean.“ Doch hiermit sind wir schon aus dem Bereich der eigentlichen Schelfablagerungen herausgekommen, deren Bildung wir nunmehr weiter verfolgen wollen.

Der bereits bei Besprechung der Küstenversetzung erwähnte, als Sogstrom bezeichnete „Unterstrom wäscht in der Ostsee die Stein-, Sand- und Grandbänke rein von allen organischen Verwesungsresten der gerade dort meist üppig entwickelten Pflanzen- und Tierwelt und sammelt den schwarzen Moder oder Mud in die benachbarten Vertiefungen, wo der Verwesungsprozeß weiter fortschreitet und, zumal wenn es sich um ringsum abgeschlossene tiefere Mulden handelt, übelriechenden Schwefelwasserstoff entwickelt“ (Krümmel). Solcher Moder charakterisiert auch die eigenartigen Schelffurchen oder submarinen Flußfortsetzungen, deren Entstehung früher erörtert wurde; und den New York ansegelnden Kapitänen bieten die „mud-holes“ der Hudson-Furche während der dort recht häufigen Nebel eine willkommene Orientierung. — Übrigens trägt die Fauna der Sandbänke selbst dazu bei, den Boden beweglich zu erhalten, sodaß er den Gezeiten- und anderen Meeresströmungen Material für Sedimente küstenfernerer Meeresteile zu überliefern vermag. Namentlich Würmer, Taschenkrebse und die herdenweise auftretenden Plattfische wirbeln den Sand, in den sie sich auch einzugraben pflegen, auf, um ihre Nahrung zu suchen. Daß Sturmwellen in der Nordsee und auf den Neufundlandbänken das Meer noch in 50 m Tiefe aufzuwühlen vermögen, zeigen die Sandkörner, welche die auf Deck hinaufschlagenden Sturzseen hinterlassen.

### Über Staubfälle auf dem Meere und ihren Beitrag zur Sedimentbildung

Außer dem klastischen Material, das der eigentliche Strand liefert, entsendet das Land selbst mit seinen Staubstürmen feinsten Sand in das Meer, der sich in Gestalt abgeschliffener Quarzkörnchen auf den Schelfen rings um Afrika und Australien recht häufig findet, aber auch weiter in den Ozean hinaus gelangen kann. Von bedeutender Wichtigkeit für diese Frage ist die Beobachtung von Staubfällen und Messungen des Staubgehaltes der Atmosphäre über dem Meere. Solche Messungen sind über dem Ozean bisher wohl nur selten ausgeführt worden. Um so wichtiger sind die Staubfälle. Besonders Wüstengebiete entsenden ihre Staubmassen über benachbarte Ozeane. Schon seit Jahrhunderten ist — so berichtet Krümmel[271]) — den Seeleuten der gelb- bis ziegelrote Passatstaub des „Dunkelmeeres“ bekannt, wie der arabische Geograph Edrisi bereits 1160 das Meer westlich der großen afrikanischen Wüste genannt hat. Das Produkt dieser Staubfälle, die im Winter und Frühjahr, vor allem im Februar besonders in der Gegend der Kapverdischen Inseln häufig sind, ist noch in der rötlichen Färbung des Globigerinenschlammes dieser Meeresregion zu erkennen, während dieses Sediment außerhalb der Zone der Staubfälle hellgrau

oder weiß gefärbt ist. Überhaupt sind[272]) die Meeresablagerungen noch bis zu Tiefen von 2500—3000 m längs der ganzen Nordwestküste Afrikas bis etwa zu 23° nördl. Breite gegen Süden (etwa halbwegs zwischen Kap Bojador und Kap Blanco), d. h. im Westen der großen Wüstenzone Nordafrikas, — wo zudem größere Flüsse nicht einmünden, die das rot gefärbte Staubmaterial mit ihrem Detritus maskieren könnten, wie in den weiter südlich gelegenen, Staubfällen ebenfalls noch ausgesetzten Regionen, — ziemlich allgemein rötlich gefärbt. Wenn südlich des genannten Breitengrades die rötliche Färbung der Sedimente zurücktritt, obwohl hier die Staubfälle nicht fehlen, so liegt das auch an dem reichlichen Auftreten von Glaukonit vor den Küsten Senegambiens.

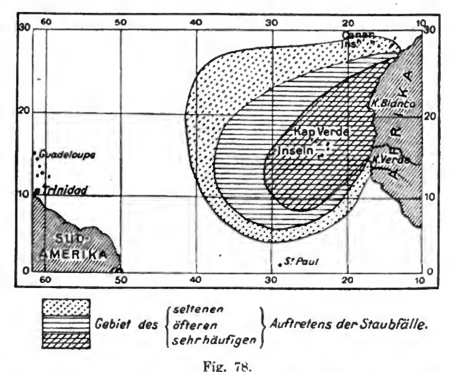



Fig. 78.
Verbreitung der Staubfälle im Atlantischen Ozean nach der Darstellung der Deutschen Seewarte aus G. SCHOTT, Geographie des Atlantischen Ozeans, 1912, S. 230, Fig. 75.

Solcher gefärbter Passatstaub selbst war bereits von dem bekannten Mikroskopiker EHRENBERG untersucht worden, der indessen seine Herkunft in Südamerika suchte, wozu ihn die große Zahl der in seinen Proben auftretenden südamerikanischen Diatomeen verleiteten, die indessen mit dem später aufgenommenen Staub den Segeln von Südamerika heimkehrender Schiffe entnommen waren! G. HELLMANN und Kapitän L. E. DINKLAGE haben aber bereits vor Jahrzehnten aus Schiffstagebüchern den aktenmäßigen Beweis erbracht, daß die afrikanische Wüste den Passatstaub liefert, und der erstere hat dieses durch eine neuere Arbeit abermals bekräftigt[273]). Wie die Karte, welche KRÜMMEL über die Verbreitung der Staubfälle nach EHRENBERG und

Hellmann gibt, oder die neuere Darstellung der deutschen Seewarte (Fig. 78)[274]) zeigt, verbreiten sich die Staubfälle in einer so deutlich an den afrikanischen Kontinent sich anschließenden Zone und sind so überwiegend von östlichen bis nordöstlichen Winden begleitet, daß man hierdurch von selbst auf die große Wüste Sahara geleitet wird. „Es giebt im Umkreise des nordatlantischen Ozeans keine staubreichere Atmosphäre als die der westlichen Sahara, die im Winter über den ganzen Sudan und Senegambien hin ihre Staubwolken entsendet und neue aus der dortigen roten Lateriterde sich erhebende aufnimmt, die zusammen alsdann der Harmattan über die Küsten hinaus seewärts fortführt. Die ständig an der westafrikanischen Küste nördlich von der Gambiamündung und dem Kap Verde herrschenden mehr oder weniger dichten und meist trockenen Nebel sind das erwünschte Bindeglied zwischen dem Passatstaub und dem Wüstenherde desselben.“ Soweit Krümmel. Hellmanns neueste Arbeit hat überdies gezeigt, daß die meteorologischen Untersuchungen das Vorherrschen des Ost- und Nordostpassates in der Sahara, dessen dortiges Auftreten Ehrenberg geleugnet hatte, mit aller Sicherheit ergeben haben, und daß ferner auch die Sahara selbst reich ist an rot gefärbten Ablagerungen[275]). Da es sich hierbei entweder um die Rotfärbung der feinstkörnigen, mehr oder minder tonigen Ablagerungen oder um dünne, rot gefärbte Rinden um die einzelnen Sandkörner handelt, erklärt sich leicht die auffallende Tatsache, daß die Sand- und Staubfälle mit abnehmender Windgeschwindigkeit und zunehmender Entfernung vom Ursprungsorte des Materials eine Farbenänderung von einem hellen Farbton über Gelb in Rot erkennen lassen. Daher die rote Farbe des Passatstaubes im Dunkelmeer und des sogenannten Blutregens, daher auch die verschiedenen Farbangaben der einzelnen Beobachter aus den verschiedenen Gebieten. Wenn wir aber aus diesem Allen sehen, daß festländischer Staub in beträchtlicher Menge durch die Atmosphäre über 2000 km weit vom Festlande entführt werden kann, dann ist es keine Frage mehr, daß solche Komponenten, von den Meeresströmungen erfaßt, sich mehr oder weniger über den ganzen Bereich des Ozeans verbreiten können. Da der nordafrikanische Staub häufig durch südliche Luftströmungen bis nach Europa verfrachtet wird[276]), müssen auch die Sedimente des Mittelmeeres reichlichen Zuwachs von äolischen Komponenten erhalten.

Reich an trockenen Staubnebeln, die dem Seefahrer die Nähe des Landes verbergen und häufige Strandungen veranlassen, ist die Nordküste des Persischen Meeres im Winter bei Nordostpassat, die Küste des Somalilandes mit dem berüchtigten Kap Guardafui („Gebt Acht auf Euch!“) im Sommer bei Südwestmonsun. Daß das in die afrikanisch-arabische Wüstentafel hineingelagerte Rote Meer viel äolisches Material in sich aufnehmen muß, bedarf keines weiteren Beweises.

## Accessorische Gemengteile der Schelfablagerungen

### Festländische Pflanzenreste

Die Flüsse tragen nicht nur die große Masse der in ihrem Wasser suspendierten Sinkstoffe in das Meer, die in der früher erörterten Weise durch gewisse Salze des Meerwassers beschleunigt niedergeschlagen werden, sondern auch große Mengen von Treibhölzern, Blättern, Zweigen, Früchten, Schilf und Röhricht; ja solche Dinge werden von den Riesenströmen der Tropen öfter in schwimmenden Inseln einige hundert Kilometer weit von der Mündung weggetriftet gefunden, so namentlich vor dem Kongo- und Amazonenstrom. Ist doch im Sommer 1892 eine solche Schilf- und Waldinsel mit dem Golfstrom über 1000 Seemeilen weit von der amerikanischen Küste hinweggeführt worden. Alles dieses erklärt die Häufigkeit der Reste von Landpflanzen in den Seichtwasserablagerungen. Daß sie an manchen Stellen selbst im Globigerinenschlamm noch häufig sind, haben Funde von AL. AGASSIZ im Pazifischen Ozean westlich von Mittelamerika gezeigt. In den Wurzeln der treibenden Bäume und Büsche werden aber auch erdige Teile, Steine und Vertreter der terrestrischen Fauna oft weithin über die Schelfflächen hinaus auf die Ozeane verfrachtet und können selbst bis in die Tiefsee gelangen.

### Vulkanische Komponenten

Als weitere accessorische Bestandteile, die aber örtlich die echt terrigenen Komponenten mehr oder weniger maskieren können, stellen sich in den Schelfsedimenten hier und da vulkanische Auswürflinge aller Art ein. Zwar ist dem eigentlichen Schelf moderne Vulkantätigkeit im Allgemeinen fremd, stellt sich vielmehr erst, wie in den vulkanischen Inselkränzen vor den Randmeeren der Pazifischen Küsten, an der Kontinentalböschung oder meerwärts von dieser ein; aber es ist ja bekannt, wie weit die feinen Aschen von Vulkanausbrüchen in der Atmosphäre vertragen werden, während der schwimmfähige Bimsstein mit den Meeresströmungen weite Strecken durchwandert. Alle diese vulkanischen Komponenten unterliegen intensiver Zersetzung durch das Meerwasser.

### Glazialgeschiebe

Auf den Schelfflächen der höheren Breiten beider Halbkugeln spielen die glazialen Geschiebe eine große Rolle. Der nordsibirische Schelf, die Bodenfluren der Barentssee, sowie Hudson- und Baffinbai sind durch Treibeis mit Geschieben von oft beträchtlicher Größe bestreut. Auch der Boden der Ostsee ist reich an Geschieben, die indessen vorwiegend aus der ihren Untergrund unterhalb der modernen Sedimente größtenteils bildenden diluvialen Grundmoräne entstammen, also während

der Eiszeit durch Gletscher an ihren jetzigen Ort transportiert worden sind. Daß solches Material indessen durch Eistransport noch heute mannigfache Umlagerungen erfährt und auch vielfach von der Küste her noch vermehrt wird, haben Feststellungen von HELMERSEN über die vielfachen Irrwege großer Felsblöcke im Finnischen Golf gezeigt; so des großen Granitblocks von 4,2 m Breite und 2,1 m Höhe im Gewicht von etwa 82 Tonnen, der im Frühjahr 1838 auf der Ostküste der Insel Hochland angetrieben war, oder eines noch größeren, der nach einem schweren Sturm im Februar 1869 auf der Nordspitze der Insel Groß Tjuters strandete und ein Volumen von 60 cbm, also über 150 Tonnen Gewicht besaß[277]). Bezeichnend für die heimischen Gewässer aber ist ein von KRÜMMEL FORCHHAMMER nacherzählter Befund aus dem Sunde bei Kopenhagen, wo das Wrack eines im Jahre 1807 in die Luft gesprengten englischen Kriegsschiffes 37 Jahre später von Tauchern untersucht und voller Steine gefunden wurde, die stellenweise in großen Haufen über einander getürmt lagen. Die Taucher versicherten, auf allen längere Zeit am Boden des Sundes gelagerten Wracks solche Steine bemerkt zu haben. Vermutlich spielt bei dieser Anreicherung der Steine transportierenden und absetzenden Eisschollen die durch den Sund setzende Strömung eine Rolle. Solcher Gesteinstransport durch Eisschollen kann in flachen Meeresteilen, selbst wenn sie noch so gut ausgelotet sind, der Schiffahrt verhängnisvoll werden, wie das Beispiel des Adler-Grundes in der Ostsee, einer bis auf 4,7 m dem Wasserspiegel nahekommenden Untiefe auf dem südwestlichen Ausläufer der sich an Bornholm im Süden anlehnenden Rönne-Bank, zeigt. Diese z. T. aus Steinpackungen bestehende Untiefe hatte sich seit der sehr genauen Vermessung von 1878/79 bis 1901 nicht unbeträchtlich verändert und gab Veranlassung zu einer Havarie von S. M. S. „Kaiser Friedrich III“, sodaß frühere Auf- und Wegräumungsarbeiten teilweise wiederum illusorisch geworden waren. — R. S. TARR schätzte die vom Treibeis des Labradorstromes mitgeführten, steinigen und erdigen Teile auf mindestens $^1/_{100}$ des Eisvolumens; oft war die Hälfte aller sichtbaren Schollen durch geringere oder größere Mengen von Detritus gefärbt, die teils vom Strande stammten, teils als feine Staubmassen vom Lande heraufgeweht waren. Diese Massen kommen dann mit den von den Eisbergen herbeigeführten Geschieben zusammen auf und bei der Neufundlandbank zur Ablagerung. J. THOULET[278]) betrachtete die Große Neufundlandbank gleichsam als ein submarines Delta, hervorgerufen durch das Zusammentreffen des St. Lorenzstromes, des warmen Golfstromes und eines Ausläufers des kalten Labradorstromes und durch einen intensiven Niederschlag der von diesen drei Strömen mitgeführten Sinkstoffe. Indessen dürfte er zu weit gehen, wenn er eine Beteiligung von Eisbergschutt in diesen durch ihre Eisberge berüchtigten Gegenden

so gut wie leugnet, vielmehr dürfte ein großer Teil dessen, was THOULET als durch Küsteneis hertransportiert annimmt, den Eisbergen des Labradorstromes entstammen. Im Übrigen können wir uns der Ansicht dieses Autors, daß die Große Neufundlandbank in der Hauptsache das Produkt junger Aufschüttung sei, überhaupt nicht anschließen, sondern dürfen aus geotektonischen Gründen im Untergrunde dieser Bank einen älteren Gesteinskern vermuten.

Für den Geologen besonders bedeutsam sind die glazialen Geschiebe auf den Schelfflächen vor dem antarktischen Festland, weil sie von dessen Gesteinen deutliche Kunde geben. Die großen tafelförmigen Eisberge[279]) der hohen Südbreiten tragen diese petrographischen Zeugen aber auch weit hinaus in die benachbarten Ozeane. Über die Schuttführung dieser Eisberge verdanken wir E. PHILIPPI[280]) eine Reihe von Beobachtungen. Danach handelt es sich hauptsächlich um Gesteinsmaterial, das Innenmoränen des antarktischen Inlandeises entstammt. Ein Teil ist indessen auch als Oberflächenmoränenschutt zu deuten. Beachtenswerterweise zeigt nur ein Bruchteil der Geschiebe, vor allem die kleineren, Gletscherschrammen, aber vielfach nur einseitig. Daß dabei auch echte Fazettengeschiebe nicht fehlen, hatte derselbe Autor bereits früher mitgeteilt[281]). Die Geschiebeführung der einzelnen Eisberge fand PHILIPPI quantitativ sehr verschieden. Manche Berge lieferten nur einzelne kleine Stückchen oder etwa einen isolierten großen Block, während andere viele Tonnen Gesteinsmaterial auf kleinem Raum aufwiesen.

Auf die neben an organischen Zersetzungsprodukten reichen Ablagerungen wesentlich aus umgearbeitetem glazialen Schutt der Diluvialzeit bestehenden Sedimente von Nord- und Ostsee wird später, wenn die Bodensedimente der einzelnen Ozeane und Nebenmeere im geographischen Zusammenhange besprochen werden, zurückzukommen sein. Dabei soll auch Gelegenheit genommen werden, der wichtigen biologischen Forschungen der Dänischen Biologischen Station unter C. G. JOH. PETERSEN über die Bedeutung des Meeresbodens mit seinem Inhalt an lebenden und toten Nährstoffen und der an ihn gebundenen, benthonischen Flora und Fauna für den biologischen Inhalt des Meeres überhaupt zu gedenken, da diese Forschungen sich bisher in der Hauptsache auf die dänischen Gewässer des Skagerraks, Kattegats und der westlichen Ostsee beschränkten.

### Detritogene Kalkablagerungen und benthogene Banksedimente

Von großer Bedeutung in wärmeren Meeresgebieten sind „detritogene Kalkablagerungen." Bildungen dieser Art hatte der „Challenger" insbesondere in der Nachbarschaft von Koralleninseln in flacherem und

tieferem Wasser gelotet, und diese Proben wurden daher von MURRAY und RENARD als „coral sands and muds" bezeichnet. Sie setzten sich insbesondere aus den Bruchstücken der benthonischen Lebensgemeinschaft der Korallenriffe zusammen; mit zunehmender Entfernung von den Riffen und größerer Tiefe wird das Korn immer feiner, die Hartgebilde von Planktonformen, pelagischen Pteropoden und Foraminiferen, nehmen mehr und mehr zu, bis die Ablagerung in eine der eupelagischen Sedimentarten übergeht. Schon in der Nachbarschaft tropischer Korallenriffe liefern, wie in den gewachsenen Riffmassen, die Korallen meist nicht den vorwiegenden Gemengteil, sondern werden vielfach von den Fragmenten von Kalkalgen, Mollusken, Bryozoen, Echinodermen, Anneliden, sowie benthonischen Foraminiferen maskiert. Daneben tritt in allen Proben ein mehr oder minder hoher Prozentsatz planktonischer Organismen hinzu.

So charakterisierte Ablagerungen sind aber nicht auf das Verbreitungsgebiet der riffbauenden Korallen beschränkt, sondern kommen auch außerhalb desselben vor, bilden z. B. die Oberfläche weit ausgedehnter Bänke in den westindischen Gewässern, namentlich im Bereiche der Bahama-Inseln, sowie im australasiatischen und westpazifischen Gebiet. Durch die reiche Besiedelung der in Frage stehenden Flachseegebiete mit kalkausscheidenden Vertretern der Pflanzen- und Tierwelt verlieren aber diese „detritogenen Kalkablagerungen", welche umfassendere Bezeichnung MURRAY und PHILIPPI anstelle von „coral sands and muds" vorschlugen, an vielen Stellen ihren detritogenen Charakter und werden recht eigentlich zu benthogenen Sedimenten. Eine große Rolle hierbei spielen in den Tropen und Subtropen die Kalkalgen.

Gute Beispiele für solche Ablagerungen bilden die Sedimente um die Bermudas-Inseln und auf benachbarten Bänken, z. B. der Challenger-Bank. BIGELOW[282]) hat für die Bermudas folgende drei Sedimentarten unterschieden: Blaue Schlamme (blue muds), weiße Mergel (white marls) und Schalensande (shell sands). Die ersteren sind auf kleinere, von Land oder Inseln mehr oder weniger eingeschlossene Becken beschränkt, die keinen nennenswerten Wasseraustausch mit dem offenen Ozean besitzen. Ihr Material stammt durchweg vom Lande und ist mit vegetabilischer Substanz vermengt. Hier leben nur wenige Würmer. Stellenweise reichlich sind Seeigel vorhanden. Die „weißen Mergel" finden sich in den von Strömungen nicht stark beeinflußten Rinnen und Eintiefungen der Bänke. Sie sind das Produkt des feinen Niederschlages, der bei hohem Seegang das Wasser um die Riffe der Bermudas milchig trübt. Dieses an Organismen ebenfalls arme Sediment geht in letzter Linie auf die Zerstörung der die Bermudas zusammensetzenden, äolisch aufgeschichteten Kalke zurück. Das interessanteste Sediment bilden aber die „Schalensande", die aus gröberen

klastischen Komponenten mit einer Beimengung von „Mergel“ und reichlichem Organismenleben bestehen. Sie finden sich in flacherem Wasser, wo die Brandung beträchtlicher ist, und auch in den Kanälen, soweit sie von den Gezeitenströmungen intensiv durchströmt werden. Von Organismen sind am Aufbau dieses Sedimentes besonders beteiligt: Coralline Algen, Mollusken, Röhrenwürmer, Milleporen und Foraminiferen. Am reichsten treten die Kalkalgen auf. Benthonische Foraminiferen bilden an einzelnen beschränkten Stellen fast die Hälfte des Sedimentes. — Die Challenger-Bank, deren Ablagerungen wir hier anschließen wollen, liegt südwestlich unweit der Bermuda-Bank und wird von dieser durch einen bis zu 1000 Faden tiefen Kanal getrennt. Ihre geringste Tiefe ist 24 Faden, größere Flächen liegen zwischen 30 und 40 Faden. Die „Challenger“-Expedition fand die Bank bedeckt mit Korallen, Madracis asperula und hillana, Serpula und „calcareous pebbles“, die aus dem Material der „serpuline-reefs“ der Bermudas bestehen sollten. Diese mit der Tiefe des Kanals zwischen den Bermudas und der Challenger-Bank schlecht vereinbare Annahme von der Geröllnatur war von vornherein sehr auffällig, und in der Tat haben übereinstimmend und unabhängig von einander BIGELOW und H. W. NICHOLS [283]) gezeigt, daß es sich in diesen angeblichen Geröllen nicht um klastische Gebilde, sondern um autochthon-benthogene Produkte von Kalkalgen handelt. Die bis 14 cm größten Durchmesser habenden Knollen bestehen nämlich aus abwechselnden, mehr oder minder regelmäßig konzentrischen Lagen von Lithothamnium, zusammen mit wenigen Wurmröhren, Bryozoen und anderen Organismen. Die Nulliporen erscheinen regelmäßig an der einen Seite abgestorben, was auf die jeweilige Unterseite hindeutet. Doch weist die kugelige Gestalt der Knollen, die in gleicher Weise ringsum bewachsen sind, auf ein Hin- und Herrollen der Gebilde auf dem Boden hin, sodaß eine Einwirkung der Sturmwellen bis 30—50 Faden sichergestellt erscheint. Ein großer Teil der Knollen ist durch Bohrmuscheln angebohrt. Doch waren die Bohrmuscheln, jedenfalls bei den NICHOLS vorliegenden, aus einem Kalkschlamm gedredschten Stücken, nicht mehr am Leben, als die Knollen gefunden wurden. Als erste Ansatzpunkte für die Lithothamnien und anderen inkrustierenden Organismen dienten Schnecken- und andere Molluskenschalen. Auch die Argusbank, die wiederum südwestlich der Challenger-Bank liegt, lieferte ähnliche Knollen. Auffallend ist der von NICHOLS festgestellte Gehalt der Knollen an $MgCO_3$. Der innere Teil einer Knolle ergab 4,98%, die Rinde 10,70% dieser Substanz. NICHOLS meinte, den verschieden hohen Gehalt an Magnesiumkarbonat auf verschiedene Beteiligung der einzelnen Organismenreste an dem Aufbau der Knollen zurückführen zu können, da z. B. die vielfach als Kerne auftretenden Gastropodenschalen relativ wenig $MgCO_3$ zu enthalten pflegen — die Zahlen, die er

nach eigenen und fremden Analysen für den $MgCO_3$-Gehalt der Kalkskelette der verschiedensten Pflanzen- und Tierformen angibt, mögen immerhin als Ergänzung der reicheren Zusammenstellung von Bütschli dienen; auch sollen Auflösungserscheinungen die weniger Mg-reichen Organismenreste ausgemerzt haben. Aber es liegt doch bei dem hohen Prozentgehalt von $MgCO_3$, der den Mg-Gehalt der meisten rezenten Lithothamnien übersteigt, näher, mit Philippi an eine rezente, von außen nach innen fortschreitende Dolomitisierung zu denken, die in ähnlicher Weise, wie bei der besprochenen Dolomitisierung junger Riffkalke, in geringer Tiefe unter dem Meeresspiegel vor sich ging.

Philippi konnte diese seine Anschauung, deren Übertragung auf die genannten Knollen von der Challenger- und Argus-Bank, da deren Untersuchung nicht umfassend genug durchgeführt wurde, immerhin noch unsicher ist, auf sehr genaue petrographische Untersuchung junger dolomitischer Kalke stützen, welche die „Valdivia" auf der Seine-Bank ostnordöstlich von Madeira aus etwa 150 m Tiefe dredschte. Es handelt sich um „einen Kalksand, der sich aus Bruchstücken von Bryozoen, Korallen und Hydroidpolypen, Schalen von Pteropoden und anderen Mollusken, Stacheln und Gehäusefragmenten von Echiniden, pelagischen und benthonischen Foraminiferen, Otolithen, Crustaceenfragmenten, Alcyonarien-Hartteilen, Kalkalgen, Schwammnadeln, Fetzen von Bimsstein u. a. zusammensetzt. Zusammen mit diesem bunten Gemenge von vorherrschend organogenen Substanzen fand sich eine Anzahl von sehr eigentümlichen, gröberen Gesteinsstücken. Die meisten gehören einem hellgelblichen Kalke an, der auf allen Seiten von Bohrgängen durchsetzt und mit Serpula-Röhren bedeckt ist .... Schlägt man die Kalkstücke .... nicht ohne Anstrengung ... auf, so bemerkt man, daß nur ihre Außenseite rauh und löcherig ist, im Inneren findet man einen teils etwas porösen, aber auch bereits völlig verfestigten, teils einen völlig dichten Kalk vor, der eine weitere Untersuchung nahelegte. Die nicht ganz homogenen Teile, die noch unausgefüllte Hohlräume enthalten, lassen deutlich ihren Ursprung aus einem ziemlich groben Kalksand erkennen; die dichten Teile dagegen sind von den dichtesten Kalken älterer Formationen, z. B. von südalpiner Majolika, auch mit der Lupe kaum zu unterscheiden." Die chemische Zusammensetzung dieser Kalke schwankte in verschiedenen Teilen desselben Stückes ziemlich stark, der besonders merkwürdige $MgCO_3$-Gehalt zwischen 11,11 und 18,17%. Eine Probe ergab einen nicht ganz unerheblichen Gehalt an organischer Substanz und zeigte beim Pulverisieren den Geruch von Heringslake (Trimethylamin). Anwendung der Meigenschen Reaktion ergab nur wenig noch vorhandenen Aragonit, sodaß sowohl die ursprünglich aragonitischen Hartgebilde (Schneckenschalen etc.), wie ein eventuell aragonitischer Anteil des Zementes in Kalkspat um-

gewandelt erscheint. Behandeln mit LEMBERGscher Lösung zeigte Vorhandensein von Dolomit in Hohlräumen von Organismenresten und in Form mehr oder weniger deutlicher Dolomitrhomboederchen im Zement, in dem sie an manchen Stellen bis zu $^{9}/_{10}$ ausmachen. In organischen Hartgebilden ließ sich dagegen Dolomitisierung nur im Beginn nachweisen. Diese eingehende Untersuchung führte PHILIPPI zu der Auffassung, daß der feinkörnige Zement im wesentlichen einen chemischen Niederschlag, kein organogen-klastisches Sediment darstellt, da auch jegliche Coccolithen und andere Mikroorganismen fehlen. Wahrscheinlich war der Kalkniederschlag bereits ursprünglich hart; denn, wäre er weich gewesen, so müßte er bei der exponierten Lage und Flachheit der Bank dank seiner Feinkörnigkeit wohl bald ausgewaschen worden sein. Die dolomitische Umwandlung von Molluskenschalen, Kalkalgen usw. zeigt, daß bei der Umwandlung Dolomitisierung bereits vorhandener Kalksubstanz beteiligt ist. Anderseits muß auch reichliche Ausscheidung von Dolomit aus Lösungen stattgefunden haben. PHILIPPI „möchte glauben, daß die Dolomitisierung der Seine-Bank-Kalke sich sehr frühzeitig vollzog, schon bei der Bildung des kalkigen Zementes oder ihr unmittelbar folgend. Es ist sogar recht wahrscheinlich, daß der chemische Absatz von Kalk und die Dolomitbildung im wesentlichen auf die gleichen Ursachen zurückzuführen sind. Wäre die Dolomitisierung erheblich später erfolgt, als die Verfestigung der Seine-Bank-Kalke, so würden wahrscheinlich die Kalkstücke eine stark dolomitische Kruste und einen kalkigen Kern zeigen; bei aller Unregelmäßigkeit im einzelnen scheint aber die Verteilung des Dolomitgehaltes im großen innerhalb eines Stückes eine gleichmäßige zu sein.“ Als Fällungsmittel kommt kohlensaures Ammonium in Betracht. „Daß die Seine-Bank-Kalke auch heute noch einen nicht ganz unbeträchtlichen Ammoniakgehalt aufweisen können, hat die eine Analyse gezeigt.“ „Die organogenen Hartgebilde, die sich heute auf der Seine-Bank ablagern, haben einen ganz anderen Habitus, als die, welche in den jungen dolomitischen Kalken enthalten sind. Während in den Kalken Gastropoden und Kalkalgen vorherrschen, . . . bilden die Hauptmasse der heutigen Organismenreste Serpula, Bryozoen, Seeigel und Skelettteile von Alcyonarien, häufig sind auch Fragmente von Pteropoden.“ Im ganzen scheint es, als ob die heutige Organismenwelt der Seine-Bank in tieferem Wasser lebt, als die, deren Reste wir in den Kalken finden. Es würde dies also eine Senkung bedeuten, was nicht unwahrscheinlich wäre, da sehr junge Senkungen[284]) auch anderwärts an der westafrikanischen Küste nachgewiesen werden können. Daß sich heute an der von der „Valdivia“ untersuchten Stelle der Seine-Bank keine festen Kalke mehr bilden, geht daraus hervor, daß die untersuchten Stücke überall an ihrer Außenseite Spuren der Zerstörung aufweisen, was mit

jener Senkung zusammenhängen könnte. Das würde die bei der Besprechung der Umwandlungserscheinungen an jungen Riffkalken gezogene Schlußfolgerung bestätigen, „wonach sich die Dolomitbildung und wahrscheinlich auch die Verfestigung durch chemisch ausgeschiedenen Zement in den höchsten Schichten des Meeres vollzieht.“ Sicher aber fand auf der Seine-Bank noch im Diluvium die Bildung der jungen Carbonatgesteine statt, da einem gleichzeitig gedredschten, zweifellos durch einen Eisberg hierher (33° N. Br.!) verschleppten Gneisgeschiebe von glazialem Habitus noch Teile gleichen Kalkes fest anhaften.

## Die Ablagerungen des Golfes von Neapel

Sehr interessante Verhältnisse bieten die Ablagerungen des Golfes von Neapel. Zweimal, mit einem Zwischenraum von ca. 25 Jahren, hat JOH. WALTHER[285]) hier Untersuchungen angestellt, welche bedeutende Veränderungen in der bodenbewohnenden Pflanzen- und Tierwelt und den hauptsächlich aus deren Skeletten entstehenden Sedimenten kennen lehrten. Auf die mit feinkörnigem und festem Sandboden bedeckte Küstenzone des Golfes folgt in allmählichen Übergängen ein sehr feinkörniger, grauer, z. T. sahneartiger Schlamm („Fango“) der Tiefen unterhalb 50 und 100 m. Dieser Schlamm, dessen Lebewelt relativ arm ist, dürfte aus dem vulkanischen Material durch mechanisches Schlämmen und chemische Zersetzung entstanden sein. Im nordwestlichen Abschnitte des Golfes erheben sich nun aus den diesen Schlamm tragenden Tiefen sieben kleinere und größere Untiefen, deren Gipfel sich bis zu 26 m der Meeresoberfläche nähern. Es sind die letzten Überreste von Vulkanen, die der Abrasion und den Strömungen zum Opfer gefallen sind. Sie bilden mit ihrer im Gegensatz zu dem sterilen Schlamm äußerst reichen Lebewelt die Hauptsammelplätze der in der Deutschen Zoologischen Station in Neapel tätigen Forscher, und eine dieser Untiefen, die Secca di Benda Palummo oder Taubenbank, bildet den Hauptgegenstand der zweiten Arbeit JOH. WALTHERS. Die Quelle des Sandes, der diese Untiefe bedeckt, ist in den Klippen und Felsen zu sehen, welche die Lotungen hier und da ergeben haben, und von denen Ströme von Mineralsand gegen die schlammbedeckten Abhänge hinabgleiten. Der in reinem Zustand dunkelgraue Mineralsand nimmt besonders in den höheren Regionen durch Beimengung kleiner Kalkstückchen oft eine helle Farbe an und geht in feinen Kalksand über, welcher im wesentlichen aus zerbrochenen Kalkalgen und Muschelschalen besteht. Einem Experiment im Neapolitaner Aquarium hat WALTHER den überzeugenden Nachweis zu verdanken, daß, wie er früher bereits betont hatte, muschelknackende Krebse und Fische mit breiten Kauzähnen wesentlich zur Entstehung solcher Kalksande beitragen, womit natürlich die

Beteiligung der Brandung an der Zerkleinerung nicht bestritten wird. Auch andere benthonische Tiere, die das ganze Bodensediment durch ihren Darmtraktus passieren lassen, um ihm die Nahrung zu entziehen, wie z. B. Echinodermen, dürften in ähnlicher Weise tätig sein.

Außer den Bryozoenrasen, die nur kleinere Flächen der Taubenbank einnehmen (Fig. 79), sind von besonderem Interesse die Anhäufungen kalkabscheidender Algen, die ziemlich regellos, aber vorwiegend auf den höchsten Stellen der Bank, gedeihen (Fig. 80). Die geologische Bedeutung dieser Bildungen, welche durch Diagenese zu strukturlosen Kalken mit nur

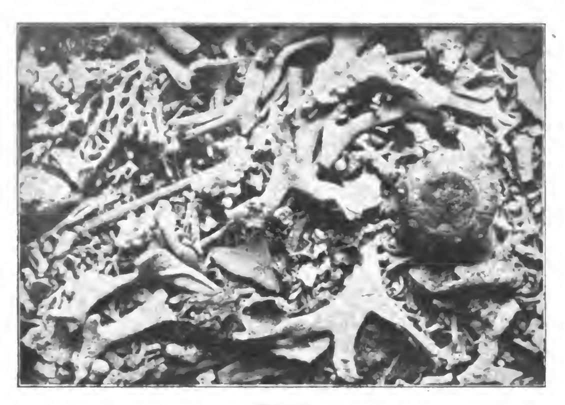


Fig. 79.
Bryozoensediment. Taubenbank im Golf von Neapel. Wenig vergrößert.
Coll. Joh. Walther.

noch schlecht erkennbaren Fossilresten werden, hat Walther schon 1885 geschildert. Einige Stellen der Bank, „70 m hinaufreichend, bestehen aus Eschara foliacea und anderen Bryozoen, andere erheben sich bis 50 m unter den Wasserspiegel und setzen sich aus Lithophyllum expansum zusammen, während größere Flächen von 65 m Tiefe nur von Lithothamnium ramulosum gebildet werden.“

Auch die Secca della Gajola, die bis 30 m unter den Meeresspiegel heraufreicht, besteht fast ganz aus Lithothamnium ramulosum und L. racemus. Pecten, Lima, Spondylus, Trochus, Echinus finden sich sehr häufig in Algenknollen eingeschlossen, und man kann noch lange Zeit nach der Umwachsung aus der Form der Alge auf die Natur der eingeschlossenen Hartgebilde

schließen. WALTHER hat gemeint, daß nach dem Absterben solcher Algenknollen die sich zersetzende Cellulose derselben Kohlensäure entwickle, die bei größerer Mächtigkeit solcher Algenlager (auch noch nach Heraushebung aus dem Meerwasser) nicht entweichen könne und unter deren lösendem Einfluß eine allmähliche Umkristallisierung der Masse bis zu mehr oder minder Unkenntlichwerden der organischen Strukturen stattfinden müsse. Lassen wir es dahingestellt, ob der Vorgang der Fossilisierung solcher Bildungen ein derartig einfacher ist, und kehren wir zur Taubenbank zurück. Während[286]) benthonische



Fig. 80.
Kalkalgensediment. Taubenbank im Golf von Neapel. Wenig vergrößert.
Coll. JOH. WALTHER.

Foraminiferen den die tieferen Teile des Golfes von Neapel bedeckenden Schlammen fehlen, waren sie früher reichlich in den Kalk-, Muschel- und Sanidinsanden vorhanden, fehlten aber anderseits in den grauverfärbten Augitsanden und meist auch in den braunen, eisenschüssigen Sedimenten, sodaß man eine gewisse Korngröße und Freiheit des Sedimentes von schlammigen Bestandteilen auch bei Sturm als notwendig für das Leben dieser benthonischen Foraminiferen annehmen darf.

Die erneute Untersuchung der Taubenbank im Jahre 1910 zeigte JOH. WALTHER nun auffallende Veränderungen biologischer Natur, die sich auch in den Sedimenten wiederspiegeln. „Mit dichten Vegetationen haben die kalkabscheidenden Florideen große Flächen

bewachsen, die früher mit lockerem Kalksand überstreut waren, und die Foraminiferen, die, wie es scheint, damals reiche Nahrung auf dem ebenen Sande fanden, sind von einem Teil ihrer alten Wohngebiete vertrieben, weil ihnen die Florideenknollen nicht den zusagenden Untergrund und die geeignete Nahrung bieten." Es lag nahe, an Vernichtung von ganzen Lebensgemeinschaften durch katastrophale Ereignisse, etwa starke Sturmfluten, die den feinen „Fango" der Tiefen über das blühende Leben der Bank wirbelten, oder durch vulkanische Aschenfälle zu denken. Wissen wir doch durch die Untersuchungen von S. LOBIANCO, wie verheerend der Vesuvaschenfall von 1906 auf die Lebewelt eines Teiles des Golfes gewirkt hat. Aber die Taubenbank lag außerhalb der starken Aschenfälle, und ihr Leben zeigte kurze Zeit nach diesen keine ungünstige Beeinflussung. So müssen wir denn annehmen, daß Bedingungen biologischer Art sich verschoben und hierdurch jene Veränderungen bewirkten. Der Geologe aber hat alle Ursache von solchen Möglichkeiten der Faziesänderung Kenntnis zu nehmen.

### Ablagerungen der nördlichen Adria

In manchen Beziehungen dem Golf von Neapel ähnliche Verhältnisse bietet das Adriatische Meer in der Umgebung von Rovigno in Istrien, wo das Berliner Aquarium eine zoologische Station unterhielt, welche jetzt der Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften in Berlin gehört.

Hier folgt nach W. KOEHT auf den Block- und Geröllstrand eine Zone von Schalengrus, dessen Entstehung neben der Brandung auf die Tätigkeit von Fischen, Krebsen und Seesternen zurückgeführt werden kann. Dieses Sediment besteht vor allem aus Schaltrümmern, dann aber auch aus zahlreichen unversehrten Schalen von pflanzenfressenden Schneckchen, von Kalkalgen, der Koralle Cladocora caespitosa und Foraminiferen. Während auf dem Blockstrand die Tange vorherrschen, wird die Schalengruszone vom Seegras bevorzugt. Der Regen spült vielfach von den Kalksteinen Rovigno benachbarter Inselchen die Schalen der dort reichlich vorkommenden Schnecken, Stenogyra decollata, Cyclostoma elegans u. a., in das Meer hinab, wo sie sich dem Sediment beimengen. Die Schalengruszone geht in größeren Tiefen in einen schlickigen Kalksand bis sandigen Schlick über, der in der Adria von Rovigno bis Pola und von da quer über den Quarnero auf die Insel Sansego vorherrschend verbreitet ist und dessen besonderer Charakter durch das Vorwiegen von Resten der einen oder anderen Organismengattung bestimmt wird. So findet sich in der Umgebung der Insel S. Giovanni in Pelago in 30—40 m Tiefe ein schlickiges Sediment, das so reich an Bryozoenbäumchen (Myriozoum truncatum, Eschara)

ist, daß man hier von einer Bryozoenbank sprechen kann. Auf felsigen Bänken und Untiefen treten, wie im Golf von Neapel, Kalkalgen (Lithothamnium, vor allem fruticulosum (Kütz.) Foslie, und Lithophyllum) geradezu gesteinsbildend auf, zusammen mit einer reichen Fauna von Krebsen, Mollusken, Echinodermen und Bryozoen. Bei der Erzeugung des weitverbreiteten Kalksandes der Adria dürften außer gewissen Fischen, so der mit Pflasterzähnen ausgerüsteten Goldbrasse (Chrysophrys aurata), besonders Krebse tätig sein, während die zahlreichen Seesterne, wie auch manche Fische mit schwächeren Gebissen die Kalkskelette ihrer Beute unversehrt wieder herausgeben. Übrigens ist die Bedeutung gewisser Tierklassen für die Sedimentbildung, die WALTHER durch die erwähnten Experimente sicherstellte, bereits früher von VERRILL für das Gebiet des Golfstromes[287]), von HEINCKE für die Nordsee erkannt worden.

### Lithothamnien-Lager auf Schelfflächen Westeuropas

Überwiegend von Nulliporen (Lithothamnium calcareum Pallas) gebildete Kalklager sind an der Nordküste der Bretagne östlich von der Ile de Bas bis zu Kap La Hague hin und auch bei Belle Ile unter dem Namen Maërl (oder Marle) bekannt. Sie enthalten bis zu 95% Carbonate und dienen seit langer Zeit als Dünger. Hierbei wird der gedredschte frische maërl („maërl vif") wegen seines Gehalts an organischer Substanz dem in Fossilisierung begriffenen „maërl mort" vorgezogen. Nach der Angabe von A. A. DAMOUR können gewisse, hierbei beteiligte Kalkalgen bis über 15% $MgCO_3$ enthalten, gewiß ein Prozentsatz, der bei Spekulationen über Dolomitbildung nicht außer Acht bleiben dürfte. Nach MME PAUL LEMOINE[288]) besteht nur ein Teil des maërl aus an Ort und Stelle gewachsenen Kalkalgen. Die in der Regel nur in der Jugend festgewachsenen, später von der Brandung losgerissenen und frei lebenden, verästelten, je nach dem Untergrund sehr variablen Formen, die in Tiefen zwischen 5 und 25 m, besonders zwischen 10 und 20 m leben, werden vielfach auf sekundärer Lagerstätte zusammengeschwemmt und bilden auch ebendort auf den Inselstranden weit verbreitete, detritogene Sandmassen.

Zwei Analysen, von einem noch lebenden, rot oder rötlich gefärbten Lithothamnium calcareum (= A) und gebleichten, gelblichen, abgestorbenen und abgerollten Exemplaren („maërl mort" = B), zeigen den Beginn der Fossilisierung:

| | A. | B. |
|---|---|---|
| $CaCO_3$ | 82,80% | 84,35% |
| $MgCO_3$ | 12,08% | 12,92% |
| Organische Substanz | 5,12% | 2,73% |
| | 100,00 | 100,00 |

Lithothamnium calcareum bildet auch an der Westküste Irlands, z. B. in der Roundstone Bay, in geringer Tiefe weit ausgedehnte Bänke und zeigt je nach den Bedingungen der Wasserbewegung sehr variable Formen. Die von der Brandung fein zerriebenen Kalkalgenmassen dienen auch hier als „coral sand“ zum Düngen der Felder[289]).

Bryozoensedimente

Seltener als die genannten benthonischen Bildungen sind Anhäufungen von Bryozoen, wie solche der „Challenger“-Bericht von Tristan da Cunha aus 110—150 Faden und von den Marion- und Prinz Eduard-Inseln aus 50—300 Faden angibt, wo diese Tierstöckchen einen großen, wenn nicht den größten Teil des Sedimentes ausmachen.

Membranipora reticulum L. entfaltet in manchen brackischen Gewässern eine solche Üppigkeit, daß man von Riffbildungen im Kleinen sprechen könnte. Diese, nach PERGENS mit M. lapidosa PALLAS identische Art ist, wie es scheint, eurybiotisch im weitesten Sinne des Wortes. Während sie schon als die Hauptbildnerin der von N. ANDRUSSOW[290]) eingehend beschriebenen, neogenen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman von lithogenetischer Bedeutung wird, findet sie sich noch heute in großer Verbreitung nicht nur in den Gewässern des Schwarzen, sondern auch des Mittelmeeres, und zwar unter Bedingungen, die sie sowohl zu euryhalinen, wie zu eurythermen Tieren weist. In der Kertsch-Straße lebt M. reticulum unmittelbar unter der Meeresoberfläche, wo die Temperatur von 0—28° C. schwankt; auch der Salzgehalt ändert sich hier häufig beträchtlich, je nach dem Winde. Ihre üppigste Entwicklung entfaltet Membranipora reticulum jedoch in der Bucht von Kertsch, wo der Salzgehalt im Allgemeinen niedriger ist, als im Schwarzen Meere; in dieser Bucht, wie auch im Asow'schen Meere, bildet sie besonders an den vertikalen Flächen der Pfähle der Landungsbrücken und Navigationszeichen große Kolonien, welche an die inneren Massen der fossilen Bryozoenbauten von Kertsch erinnern, wenn sie auch gegenüber den fossilen Objekten nur Pygmäen darstellen. Etwa 1 Fuß unter dem mittleren Wasserspiegel beginnend, entwickeln dieselben eine Dicke von 2—3 Fuß und reichen bis fast zum 12—13 Fuß tiefen Boden. OSTROUMOV berechnete im Asow'schen Meer einen jährlichen Zuwachs von 2 Pfund trockener Substanz auf jeden Quadratzoll Stangenoberfläche. Auf horizontalen Flächen bildet Membranipora reticulum dagegen nur dünnere Inkrustationen. Die Höhlungen der reich verästelten und blättrigen Kolonien dienen gewöhnlich zahlreichen Würmern als Wohnsitz, während von Mollusken nur Mytilus minimus selten auftritt.

Ähnliche große Kolonien derselben Bryozoenart finden sich in gewissen Teilen über den Boden der Lagunen von Comacchio

südlich der Pomündung in der Adria verstreut. Bis etwa 2 m im Durchmesser habend, im Innern blättrig, besitzen sie eine knollige Oberfläche und enthalten in ihren Höhlungen eine dünnschalige Varietät von Cardium edule und Syndesmya alba. Auch diese Kolonien scheinen über Holzstücken (Baumstümpfen) gewachsen zu sein. Im Volksmunde sind sie als „Sciattaroni" bekannt.

### Austern- und Perlenbänke

Bezüglich der Schalenanhäufungen von Bivalven, welche teilweise aus eßbaren Arten (Austern, Miesmuscheln, Herzmuscheln usw.) zusammengesetzt sind und vielfach unter natürlichen Bedingungen oder in eigens dazu vorbereiteten Becken kultiviert werden, zum andern Teile, wie die Perlbänke von Ceylon und anderer Orte, z. B. Perlen liefern, muß an dieser Stelle auf die Literatur[291]) und die späteren Angaben im letzten Kapitel verwiesen werden.

### Schlußbemerkungen

Wie für die äußere Grenze der Schelfe keine bestimmte Tiefenlinie angegeben werden kann, so gibt es auch keine scharfe Grenze zwischen den Schelfablagerungen und dem, was im Folgenden unter „hemipelagischen Ablagerungen" behandelt werden wird. Wenn es nur nach den Tiefen ginge, müßte unter den Schelfablagerungen z. B. noch ein Teil der glaukonitischen Sedimente und der Phosphatkonkretionen besprochen werden. Doch läßt sich speziell das Verständnis der letzteren besser in dem großen Zusammenhange mit der Glaukonitbildung erreichen, die eben doch in der Hauptsache am steilen Kontinentalabhang, nicht auf den eigentlichen Schelfflächen vor sich geht; und eine Trennung von Glaukonitsediment und Phosphatkonkretion würde doppelt verfehlt sein, wo die vorliegende Darstellung vor allem auch für den Gebrauch des Geologen verfaßt ist, der die Paragenese beider Bildungen stets vor Augen hat.

## β) Hemipelagische Ablagerungen

### Einleitendes, insbesondere über die Terminologie der hemipelagischen Ablagerungen

Feinste Sedimente, wie sie sich im Bereiche der Schelfe, soweit sie festes Land umgürten, in den muldenartigen Vertiefungen, den Schelffurchen und den zur Tiefsee hinabführenden Rinnen bilden, herrschen auch an den Kontinentalböschungen von mehr als 200 m Tiefe vor und können bei schmalem Schelf bis in die eigentliche Tiefsee zu mehr als 4000 m Tiefe vordringen. Anderseits bedecken sie mit verschiedenen Abarten auch die tieferen Böden der Nebenmeere, sowohl die

geräumigen und tiefen Kesselbrüche der großen Mittelmeere, wie auch die auf der ozeanischen Seite der Randmeere vielfach angeordneten Becken und Rinnen. Indem sich in ihnen reichliches chersogenes, anorganisches Material mit den wesentlich planktogenen Komponenten der Hochsee mischt, leiten die hemipelagischen Sedimente zu den eigentlichen Tiefseeablagerungen über. Nach den planimetrischen Ausmessungen von KRÜMMEL beherrschen sie 55—56 Millionen qkm oder 15,4% der gesamten Meeresfläche, indem auf die Nebenmeere 16½, auf die Ozeanränder 39 Millionen qkm kommen. Indessen können alle diese Areale nur in sehr abgerundeten Zahlen angegeben werden, da schärfere Grenzlinien, insbesondere gegen die Tiefsee hin, ohne große Willkür — schon wegen der zu geringen Anzahl von Lotungen an vielen Küsten — nicht zu ziehen sind und da man bei vielen Proben doch im Zweifel sein kann, ob sie besser hierher oder zu den eupelagischen Ablagerungen zu stellen sind.

Soweit es sich hauptsächlich um „terrigenes“ Material handelt, unterschieden MURRAY und RENARD nach der Farbe drei Hauptarten: Blauen, roten und grünen Schlick. Von diesen stehen blauer und roter Schlick, auch der dunkelgraue Vulkanschlick, einander sehr nahe. Eine besondere Abart bilden noch die glazialmarinen Sedimente, welche E. PHILIPPI aus dem subantarktischen Ozean eingehend beschrieben hat, und es ist hierbei darauf aufmerksam zu machen, daß überhaupt glaziales Material sehr charakteristische accessorische Beimengungen bildet. Eine abweichende Gruppe von Ablagerungen bilden die durch autigenen Glaukonit charakterisierten Grünschlicke und Grünsande. Weiterhin fügen wir mit KRÜMMEL Kalkschlick und Kalksand hinzu, welchen auch der Korallenschlamm und -sand angehören; und schließlich erscheint es, zumal im Hinblick auf die zahlreichen fossilen Vergleichsgesteine, angebracht, noch die schwefeleisenreichen Schlicke des Schwarzen Meeres besonders herauszuheben.

In allen hemipelagischen Ablagerungen ist terrigenes, richtiger chersogenes Material noch in charakteristischer Menge vorhanden, darunter auch verschleppte Reste der Landvegetation. So waren MOSELEY und AL. AGASSIZ nicht wenig erstaunt, den Meeresboden des Karibischen Beckens mit frischen und verwesenden Massen von Holz, Baumzweigen, Blättern und Früchten, so Orangen, Zuckerrohr, Mangoblättern, bis zu Tiefen von über 2800 m übersät zu finden. Doch sind auch diese Zeugen der Landnähe in den hemipelagischen Ablagerungen längst nicht mehr so häufig, wie in den litoralen Sedimenten. Gleichwohl wäre im Auge zu behalten, daß AL. AGASSIZ im Pazifischen Ozean zwischen Mexiko und den Galápagos selbst noch im Globigerinenschlamm Unmassen verwesender Baumzweige und Blätter feststellen konnte.

In der Terminologie hat sich KRÜMMEL, dem auch wir folgen, mit der Anwendung von „Schlick“ und „Schlamm“ scharf an den an den deutschen Meeresküsten herrschenden Sprachgebrauch gehalten: „Als Schlick sind die dem Festlande nahen bündigen Ablagerungen feinsten Korns, als Schlamm mehr lockere, also auch von schwach bewegtem Wasser leicht aufrührbare Sedimente verstanden. Ich übersetze also das englische mud (niederdeutsch Modde) mit Schlick, ooze mit Schlamm. JOH. WALTHER ist gerade umgekehrt verfahren, FUTTERER in seinem trefflichen Auszuge aus MURRAY und RENARDS Werk übersetzt ooze mit Erde, mud mit Schlamm; ihm ist u. a. PENCK gefolgt. — Bei AL. AGASSIZ finden sich gelegentlich noch die Bezeichnungen silt und slab, wobei silt ganz feinen terrigenen Schlick, slab aber biogenen Schlamm bedeutet.“

## A. Dunkler oder blauer Schlick nebst Abarten

### I. Die normalen Blauschlicke

Der Blauschlick (blue mud der Engländer, boue bleue der Franzosen) ist das verbreitetste Sediment unter den hemipelagischen Ablagerungen. Seine Farbe ist überwiegend dunkelblaugrau oder schieferfarben, doch hat man sich gewöhnt, auch Ablagerungen mit bräunlichen und grünlichen Farbtönen, soweit dieselben nicht auf Beimengung von Glaukonit zurückzuführen sind, mit jenem Namen zu bezeichnen. Die den charakteristischen Farbton hervorrufende färbende Substanz ist neben organischen Stoffen hauptsächlich fein verteiltes Schwefeleisen, und es gilt hierfür dasselbe, was früher über das Vorkommen dieser Substanz im Wattenschlick und Limanschlamm gesagt wurde[292]). Ja, es scheint auch im Blauschlick eine Kalkauflösung, ähnlich der in den Schlammen der Lagune von Thau, stattzufinden, so daß J. MURRAY erstaunt war, von den zwar nicht überwältigend häufigen, so doch immerhin auch nicht seltenen Tieren der Oberfläche im Sediment selbst so wenig zu finden. Viele Blauschlicke weisen, frisch der Lotröhre oder Dredsche entnommen, einen mehr oder weniger ausgeprägten Geruch nach Schwefelwasserstoff auf. In der Regel ist die oberste Schicht von sehr schlammiger Beschaffenheit und durch Oxydation und Hydratbildung der Eisenverbindungen rötlich bis bräunlich verfärbt. In getrocknetem Zustande verändert der Blauschlick seine Farbe in ein deutlicheres Grau oder Braun durch Oxydation der vorhandenen Eisensulfide. Die genannten grünlichen Färbungen dürften, wenn nicht Glaukonit beigemengt ist, durch organische Substanzen bewirkt werden.

Im übrigen ist der Schlick von sehr wechselnder Beschaffenheit. Als charakteristisch mag erwähnt werden, daß unter den mineralischen Gemengteilen kleine Quarzsplitter weitaus vorherrschen, während sie in

eupelagischen Sedimenten sehr selten sind oder ganz fehlen. Daneben treten alle möglichen gesteinsbildenden Mineralien auf. Der hohe Prozentsatz an solchen Bestandteilen zeigt sich am besten aus einer der Darstellung des Challenger-Werks entnommenen Zusammenstellung:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Kalkabsondernde Organismen | Pelagische Foraminiferen . . . . | 7,52 | |
| | Benthonische Foraminiferen . . . | 1,75 | |
| | Andere kalkabsondernde Organismen | 3,21 | |
| | Summe | | 12,48 |
| Unlöslicher Rückstand | Kieselorganismen . . . . . . . . . | 3,27 | |
| | Mineralien . . . . . . . . . . . | 22,48 | |
| | Feinste Abschlämmassen . . . . | 61,77 | |
| | Summe | | 87,52 |
| | | | 100,00 |

Die Tiefen, aus denen z. B. die „Valdivia“ Blauschlick lotete, liegen zwischen 214 und 5214 m, die Durchschnittstiefe betrug 1934 m. Die Proben des „Challenger“ bewegen sich ungefähr zwischen den gleichen Tiefengrenzen, doch steigt die Durchschnittstiefe hier bis auf 2580 m. Die Differenz liegt an der Fahrtroute der beiden Expeditionen, und die Zahlen sollen auch nur einen ungefähren Anhaltspunkt geben.

Z. T. eine Funktion der Tiefe ist die Höhe des Kalkgehaltes. Das gilt wenigstens für die größeren in Frage kommenden Tiefen, so daß die tiefsten Blauschlicke ganz kalkfrei werden. Auf die Ursache dieser Erscheinung wird erst später einzugehen sein. Im übrigen schwankt der Kalkgehalt von geringen Spuren bis zu $^1/_3$ des Ganzen, so daß teilweise von Mergelschlick gesprochen werden könnte. In manchen Becken der großen Mittelmeere geht bei weiterer Steigerung des Kalkgehaltes das Sediment schrittweise in Kalkschlick über, ohne daß eine scharfe Grenze gezogen werden könnte. Daß auch die Äquivalente des Blauschlicks um ozeanische Kalkinseln Kalkschlicke sein werden, liegt auf der Hand. Wir kommen darauf zurück. Die Kalkbeimengungen des dunklen Schlicks rühren außer von planktonischen und benthonischen Foraminiferen teils von Echiniden, Lamellibranchiaten, Ostracoden, teils von Coccolithophoriden her. Andere Organismenreste spielen im Blauschlick nur eine bescheidene Rolle, da derselbe für die Ansiedlung der meisten Tiere ungeeignet ist. Murray und Philippi machten die Beobachtung, daß im Blauschlick vielfach der Erhaltungszustand der pelagischen Foraminiferen ein besserer ist als im Globigerinenschlamm, welcher dieselben Typen führt. „Es scheint im Globigerinenschlamm öfters ein Umkristallisierungsprozeß vor sich zu gehen, der im Blauschlick nicht eintritt“. Man geht wohl nicht fehl, die verschiedene Größe der inneren Oberfläche dieser beiden Sedimentarten hierfür verantwortlich zu machen. In anderen Fällen sind die Schalreste im Blauschlick zu einem fein-

körnigen Grus zermahlen; „diese Zertrümmerung ist wohl darauf zurückzuführen, daß der Tiefenschlamm ein- oder mehrmals den Darm schlickfressender Tiere, wohl in erster Linie von Echinodermen passiert hat". Bemerkenswerterweise scheint an den tropischen Küsten Afrikas das Vorkommen der Coccolithophoriden in den küstennahen Ablagerungen mit dem der Korallenriffe parallel zu gehen, d. h. dieselben fehlen, wie die Riffe, an der Westküste von Afrika. Es bedarf weiterer Aufklärung, ob hier die herrschende Wind- und Stromrichtung, ob beigemengtes schädliches Süßwasser an der Westküste oder welche Faktoren hierbei von Wirksamkeit sind. Proben, welche das Kanonenboot „Drache" aus mehr als 300 m Tiefe in der Norwegischen Rinne gesammelt hatte, enthielten so zahlreiche Individuen der Foraminifere Uvigerina pygmaea, daß GÜMBEL[293]) geneigt war, von Uvigerinenschlamm zu sprechen; an anderen Stellen dagegen herrschte die wohlbekannte pelagische Globigerina bulloides vor, doch stieg der Gehalt an $CaCO_3$ auch nur auf 13—14%, und zahlreiche Quarzkörnchen, Glimmerschüppchen, Hornblendenädelchen, den Gesteinen des benachbarten norwegischen Gebirges entstammend, verrieten die terrigene Herkunft des Sedimentes, und die Hälfte der Masse bestand aus ganz feinem Ton. Solche feinsten Abschlämmassen nehmen mit der Meerestiefe deutlich zu, wie sich aus den Zahlen des Challenger-Berichtes ergibt.

Unter den Mineralkörnern der Blauschlicke überwiegen immer die sog. „kontinentalen", d. h. die Zertrümmerungsprodukte von Tiefengesteinen und kristallinen Schiefern. Die „Valdivia" fand aber in allen Blauschlicken auch Splitter von vulkanischem Glas, was bei der universellen Verbreitung von schwimmendem Bimsstein nicht weiter verwunderlich ist. In ungefähr der Hälfte der untersuchten Proben fanden sich ferner Glaukonitkörner, etwa ebenso häufig kleine Schwefelkiesknöllchen, die als Neubildung aufzufassen sind. Manganknollen fehlen im echten Blauschlick, wie denn überhaupt die höheren Oxydationsstufen des Mangans und Eisens sich bei reichlicher Gegenwart von verwesender organischer Substanz nicht bilden können.

Im Gebiete des Pazifischen Ozeans tragen diesen Blauschlick größere Flächen zwischen den Galápagos-Inseln und Acapulco oft über 200 Seemeilen von der Küste seewärts. Im Indischen Ozean sind der Bengalische und Arabische Golf, die Mosambikstraße und, nach den Befunden der Deutschen Südpolar-Expedition, eine breite Strecke südlich von Madagaskar bis zur südafrikanischen Küste hin mit dieser Sedimentart versehen. Nächstdem dürften die höheren Südbreiten ein typisches Feld des dunklen Schlicks sein; doch unterscheiden sich gerade diese unter dem Einfluß der intensiven antarktischen Vereisung gebildeten Ablagerungen durch einige wesentliche Besonderheiten derart von den normalen Blauschlicken der mittleren Breiten, daß es gerechtfertigt

erscheint, hier mit E. PHILIPPI von glazial-marinen Sedimenten zu sprechen, auf welche wir gleich zurückkommen.

Ein recht eigenartiges Sediment, welches wir im Anschluß an die Blauschlicke, in deren Bereich es gefunden wurde, doch kurz besprechen möchten, wurde von der „Valdivia“ auf ihrer Station 68 vor der Kongo-Mündung aus 214 m Tiefe zu Tage gefördert. Es war von körniglockerer Beschaffenheit und dunkelbraungrauer Farbe mit weißen Flecken. Der nur 4,5 % betragende Kalkgehalt setzte sich zusammen aus Bruchstücken benthonischer und planktonischer Foraminiferen, sowie von Mollusken,



Fig. 81.
Koprolithenschlick (wohl eine Abart des Blauschlickes) aus 214 m Tiefe vor der Kongo-Mündung. „Valdivia“-Station 68. Vergrößerung 18mal. (Besteht hauptsächlich aus Echinodermenfäces; daneben finden sich Bruchstücke von Molluskenschalen und pelagische Foraminiferen.) Nach MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition“, Tafel V (XX), Fig. 2.

Fischwirbeln und Otolithen. Quarz- und Feldspatkörner von eckiger Beschaffenheit, aber nur 0,08 mm mittlerem Durchmesser machten 1 % aus, während 44 % des Sedimentes feinste, nicht näher definierbare, mineralische „Tonsubstanz“ darstellte. Den interessantesten Teil dieser Grundprobe, welche in Figur 81 abgebildet ist, bilden aber die den Rest mit 50,5 % zusammensetzenden, ovalen, gerundeten Körperchen, welche von J. MURRAY für Echinodermen-Exkremente gehalten wurden. Sie variieren in der Länge von 0,4—0,8 mm, in der Breite von 0,2 bis 0,6 mm und wechseln in der Färbung von grau zu braun und dunkelgrün. Einige von diesen harten Körperchen schienen in Glaukonitisierung

begriffen zu sein. Schon die „Challenger“-Expedition hatte solche Gebilde festgestellt, und dieselben sind seitdem besonders durch BUCHANAN aus dem Golf von Guinea und von der Kongo-Mündung bekannt geworden. BUCHANAN fand hier an manchen Stellen in Tiefen von etwa 90 oder 100 m die ganze Bodenbedeckung aus diesen Exkrementen bestehend und sprach dann von „coprolithic mud“, was wir mit „Koprolithenschlick“ übersetzen würden. Diese Exkremente fanden sich bisher nur in tonigen Ablagerungen in der Nähe des Landes, besonders vor der Mündung großer Ströme. Die „Valdivia“ stellte sie aber auch in einem Pteropodenschlamm aus 296 m Tiefe im SW von Groß-Nicobar im nördlichen Indischen Ozean fest.

## II. Die glazial-marinen Sedimente der hohen Südbreiten

Die glazial-marinen Sedimente weichen vom eigentlichen Blauschlick ab durch die meist völlige Abwesenheit von kohlensaurem Kalk, durch geringeren Gehalt an organischen Substanzen, durch die sehr ungleiche Korngröße, besonders in den gröberen Bestandteilen, endlich noch durch die Beschaffenheit der feinsten schlammigen Massen; diese stellen in den antarktischen Sedimenten meist ein äußerst feines Gesteinsmehl aus großenteils eckigen Komponenten (verfrachtete „Gletschermilch“) dar, während sie im Blauschlick überwiegend aus tonigen Substanzen bestehen. Die Mineralkörner sind fast ausschließlich „kontinentale“. Das Korn wird im allgemeinen desto feiner, je mehr die Entfernung vom Inlandeise und damit auch die Meerestiefe zunimmt. Es finden sich alle Abstufungen von gut gerundeten bis zu eckigen Komponenten. Die Durchschnittstiefe beträgt für die Proben des „Gauß“ 2666 m, das Minimum war 315 m, das Maximum 3670 m. Die Grundfarbe der Sedimente ist grau, gelegentlich mit gelblichen, grünlichen oder braunen Tönen. Die auffallende Kalkarmut der glazial-marinen Sedimente (— 24 von 33 Proben waren völlig kalkfrei, 8 andere enthielten $CaCO_3$ in Spuren bis zu 5%, nur in einer Probe mit höherem Kalkgehalt mengten sich reichlich die organogenen Bestandteile von Globigerinenschlamm bei, ein abnormer Fall, der nicht maßgebend sein kann —) fällt zusammen mit der Seltenheit kieseliger Organismenreste, von denen insbesondere Diatomeen zu erwarten gewesen wären. Das wird in Verbindung mit der Beobachtung, daß die oberen Wasserschichten in den fraglichen Regionen keineswegs arm an kalkschaligem Plankton sind, verständlich durch die weitere Feststellung, daß diese organischen Reste sich in größten Mengen nördlich von der Packeiskante anhäufen und hier Globigerinen- und Diatomeenschlamme bilden. Wahrscheinlich beruhen alle diese Eigenschaften der glazial-marinen Sedimente auf einer Wirkung der PETTERSSONschen Eisschmelzwasserströme, durch

welche nicht nur ein Abtransport und eine Saigerung der minerogenen Bestandteile, sondern auch eine Fortführung der Planktonschalen bewirkt wird. Nicht weniger wichtig als die mechanische, transportierende Wirkung solcher Strömungen ist die auflösende Tätigkeit derselben. Da durch das sauerstoffreiche Wasser der Antarktis die reichlich vorhandene organische Substanz energisch zu Kohlensäure oxydiert wird, können sich selbst die massiveren kalkigen Hartgebilde benthonischer Tiere, die für einen mechanischen Abtransport viel zu schwer sind, nach dem Absterben derselben nicht erhalten; kaum etwas von dem reichen Material an lebenden Korallen, Mollusken, Brachiopoden, Bryozoen, Echinodermen usw., welches die Dredschzüge zutage förderten, spiegelt sich im Sediment wieder, nur hin und wieder gefundene entkalkte Bryozoenzweige deuten auf die am Meeresboden in situ vor sich gehende Kalkauflösung hin.

Ein Vergleich der glazial-marinen Ablagerungen der Antarktis mit arktischen Meeressedimenten ergab Philippi kaum irgendwelche Vergleichspunkte. Das dürfte einmal durch die bedeutend geringere Vereisung des Nordpolargebietes, dann aber auch durch die Einmündung mächtiger Ströme in das nördliche Eismeer zu erklären sein, welche ungeheure Mengen terrigenen Materials als Flußtrübe zuführen und dort ein dem typischen Blauschlick näher verwandtes Sediment erzeugen.

Die glazial-marinen Sedimente der hohen Südbreiten stellen also eine besondere, glaziale Fazies der hemipelagischen Ablagerungen dar, die sich in manchen Punkten sehr wesentlich von dem Typus derselben entfernt. Überall in ihnen finden sich große Gesteinsblöcke zerstreut, die von den abschmelzenden, tafelförmigen Eisbergen dieser Gegenden fallen gelassen worden sind. Die Tafelnatur der antarktischen Eisberge (vergl. auch Tafel V) ist insofern für den Transport des mitgeschleppten Gesteinsmaterials von Wichtigkeit, als dieses hauptsächlich der Grundmoräne entstammt und daher vorwiegend an die Unterfläche der Eistafeln gebunden erscheint. Diese schmilzt aber bei den tafelförmigen Eisbergen, welche gerade in den inneren Teilen der Packeiszone die große Mehrzahl bilden, zuerst ab. Die meisten Eisberge dürften daher — und das stimmt mit den Sedimenten aufs beste überein — die Hauptmasse ihrer Gesteinseinschlüsse schon sehr frühzeitig und meist in den inneren Teilen der Packeiszone verlieren, daher mit verhältnismäßig wenig Gesteinsmaterial beladen in die äußeren Teile derselben eintreten.

Den glazial-marinen Sedimenten Philippis ähnliche Ablagerungen hat auch die schottische Südpolarexpedition auf der „Scotia" gefunden. Ein in größerem Abstande vom Inlandeis und in größerer Tiefe gefundenes Sediment bezeichnete J. H. H. Pirie in seiner ersten Mitteilung als „Blue Mud approximating to Red Clay"[294]); doch zeigt seine eigene Angabe, daß die hier 95—98% ausmachenden „fine washings" hauptsächlich aus feinstem Gesteinsmehl, dem glazialen Schleifmehl des

Inlandeises, bestehen, am besten die Übereinstimmung mit den feinkörnigeren Arten der Sedimente des „Gauß"; und in der Tat hat unlängst auch PIRIE[295]) die PHILIPPIsche Bezeichnung übernommen. Das Gebiet nördlich von Coats Land, wo diese Proben von der „Scotia" gelotet wurden, war auffallend arm an Eisbergen; Diatomeen fehlten auch in diesen Ablagerungen. Auch die Sedimente, welche die „Belgica" südwestlich von Grahamland am Rande des antarktischen Kontinentes lotete, und welche H. ARCTOWSKI & A. F. RENARD[296]) als sandigen oder kalkigen Schlamm bezeichneten, dürften mit den inneren Proben des „Gauß" zu parallelisieren sein. Daß alle die genannten Expeditionen reichlich gekritzte Glazialgeschiebe gefunden haben, bedarf keiner besonderen Erläuterung mehr.

## III. Die Sedimente des Arktischen Zentralbeckens

Typischeren dunklen Schlick trägt von den Mittelmeeren zunächst das Arktische Zentralbecken, wo sich nach NANSEN ein brauner Tonschlick mit sehr geringem Kalkgehalt (höchstens 5%) und ohne Schalreste von Tieren absetzt, also ein fossilleeres, minerogenes Sediment sich bildet. Daß dieser braune Ton am sibirischen Schelfhange bis zu 1400 m Tiefe hin von einer 10—11 cm dicken Decke grauen Tons überlagert wird, in welcher auch vereinzelte benthonische Foraminiferen vorkommen, erklärt NANSEN als Wirkung einer neuzeitlichen Hebung der kontinentalen Küste, die dadurch näher an die Tiefsee heranrückte und ihre Denudationsprodukte entsprechend vorschob. Das Fehlen gröberer Mineralpartikel in dem im ganzen ziemlich feinkörnigen, braunen Schlick wird dadurch verständlich, daß die fast geschlossen einhertreibende Eisschollendecke in diesen Gegenden nur sehr wenig abschmilzt, sodaß das in ihr enthaltene, chersogene Material (eingeschlossene Gesteinsblöcke und atmosphärischer Staub) erst im Bereiche von Ostgrönland reichlicher zur Ablagerung kommt.

## IV. Die Sedimente des Europäischen Nordmeeres

Mit den Ablagerungen des Europäischen oder Norwegischen Nordmeeres haben uns ältere Mitteilungen von L. SCHMELCK[297]), sowie neuere Untersuchungen von O. B. BÖGGILD[298]) bekannt gemacht. Hiernach ist ein graues Sediment, der sogenannte „graue Ton" SCHMELCKS vorherrschend; er zieht sich aus dem Flachwasser bis in die größten Tiefen des Nordmeeres hinab, erscheint aber von 900 m ab bis in die größten Tiefen an der Oberfläche von brauner Farbe. Dieser „braune Ton" der norwegischen Autoren wird noch in die Unterarten des „Übergangstones" und des „Biloculina-Tones" zerlegt, welch' letzterer sich in 1500 oder 2000 m Tiefe einstellt.

Während der graue Ton nur wenige Prozent $CaCO_3$ enthält, schwankt der Gehalt der oberflächlichen, braunen Lage an dieser Substanz sehr stark. Am geringsten ist der Kalkgehalt in einem Gebiete, welches sich von der vulkanischen Insel Jan Mayen bis dreiviertel Weges nach Spitzbergen hinzieht, und man geht wohl nicht fehl, wenn man für diesen geringen Kalkgehalt einmal die für kalkiges Plankton ungünstigen Lebensbedingungen, dann aber auch Maskierung der Kalkkomponenten durch vulkanische Beimengungen, sowie ostgrönländischen und arktischen Eisbergschutt verantwortlich macht. Das Maximum des Kalkgehaltes zeigt nach SCHMELCK eine größeren Tiefen entsprechende, zwischen Island und Jan Mayen gelegene, südostnordwestlich gerichtete Zone, in welcher mehrfach Proben mit über 50%, einmal, von der „Ingolf"-Expedition, mit 61,34% gelotet wurden. Im allgemeinen liegt aber der Kalkgehalt der Sedimente der zentralen Teile des Europäischen Nordmeeres zwischen 25 und 40%. Der Kalk dieser oberflächlichen Sedimentschicht wird außer von Globigerinen von der sehr häufigen benthonischen Foraminifere Biloculina laevis geliefert, und SCHMELCK bezeichnete daher dieses Sediment als Biloculinenton, obwohl kieselige Bestandteile weit über die Hälfte dieses Mergelsedimentes zusammensetzen. BÖGGILD hat diese Bezeichnung fallen gelassen und durch „Globigerinen-Ton" ersetzt, worin ihm auch PHILIPPI und zuletzt MURRAY[299]) in seinem mit J. HJORT zusammen verfaßten Werk über die „Michael Sars"-Expedition gefolgt sind. Immerhin muß doch gesagt werden, daß dieses nördlichste Vorkommen von Globigerinenschlamm sich von dem tropischen Typus dieses Sedimentes nicht unerheblich unterscheidet, indem die starke Beteiligung allochthon-klastischer Materie gewisse Anklänge an den Blauschlick bewirkt. So hält denn auch PHILIPPI z. B. den grauen Ton des Nordmeeres für nichts anderes als einen Blauschlick mit gewissen glazialen Zügen. Die Farbe des „braunen Tones" aber faßt er nur als den Ausdruck oberflächlicher Oxydation auf, wie solche im Gebiete des Blauschlicks an der Tagesordnung ist, wenn das Sediment genügend lange dem oxydierenden Einflusse des Meerwassers unterlag. „Einen besonderen ‚Übergangston' zwischen Blauschlick und Globigerinenschlamm zu schaffen, erscheint nicht notwendig, da ja sämtliche marinen Sedimente naturgemäß durch Übergänge miteinander verknüpft sind" (PHILIPPI). Der grüne „Rhabdammina-Ton" endlich, der nach SCHMELCK den Boden der flachen Randzone des Nordmeerbeckens, besonders gegen Norwegen und Spitzbergen, aber auch östlich von Island, bedeckt, ist wohl als eine an Kieselsäure sehr reiche Abart des Blauschlicks zu betrachten.

Die Übereinanderschichtung des grauen Tones und der braunen, stärker oxydierten Decke hat FR. NANSEN zur Annahme von Niveauverschiebungen geführt. Der „graue Ton" hat, ganz abgesehen davon, daß seine Korngröße

mit zunehmender Tiefe abnimmt, stets gröberes Korn als die nach der Tiefe zu stetig mächtiger werdende, braune Decke und stimmt in der Korngröße gut mit den Ablagerungen des Nordpolarbeckens überein. Es dürfte daher gerechtfertigt sein, für seine Bildung in einer nicht zu fernen Vergangenheit eine reichlichere Zufuhr von kontinentalem Gesteinsmaterial anzunehmen. Nach NANSEN müßte das in oder vor der Eiszeit stattgefunden haben, als die umgebenden Schelfe Festland oder Inseln waren, das Nordmeerbecken also viel mehr eingeengt war als jetzt, und namentlich auch ein landfester Island-Färöer-Rücken das warme atlantische Wasser fernhielt, sodaß sich mehr Treibeis bilden konnte. Hierdurch würde dann gleichzeitig die Kalkarmut der grauen Tone auf ungünstige Lebensbedingungen für kalkschaliges Plankton zurückgeführt sein.

## V. Die Sedimente des Australasiatischen Mittelmeeres

### Vorbemerkungen

Über die Sedimente des Australasiatischen Mittelmeeres hat uns außer der „Challenger"-Expedition, welche, aus der Torres-Straße kommend, in Richtung Hongkong durch Arafura-, Banda-, Celebes- und Sulu-See hindurchquerte, vor allem die holländische „Siboga"-Expedition unter MAX WEBER unterrichtet, dem wir auch die ersten Berichte über diese erfolgreiche Reise verdanken[300]). Die von der „Siboga" gesammelten Meeresgrundproben hat dann neuerdings noch O. B. BÖGGILD[301]) eingehenderen Untersuchungen unterzogen.

Die Proben der „Challenger"-Expedition ließen fast durchweg ein Überwiegen der chersogenen Mineralkomponente erkennen. Das gilt z. B. von der Banda-See, deren Nachbarinseln reichlich kontinentalen Detritus liefern, welchen die kräftigen Strömungen verteilen; und nur stellenweise wurde, entsprechend den im Plankton zahlreich auftretenden Globigerinen, auch der Kalk einmal reichlicher (bis 31 %) angetroffen. Auch in den nördlicheren Tiefenbecken dieses Mittelmeeres, welche der „Challenger" zweimal durchfuhr, hatten einzelne Proben überhaupt keinen oder nur einen ganz geringen Kalkgehalt; nur eine Probe in der Sulu-See aus 4070 m besaß 14,6 %, eine andere aus der China-See, unweit von den Philippinen, aus 1920 m sogar 22 %. So konnten die Gelehrten des „Challenger" die Sedimente dieses Mittelmeeres in der Hauptsache als Blauschlicke buchen. Dieses Verhalten war um so bemerkenswerter, als sowohl das Romanische Mittelmeer und das Rote Meer, wie auch das Amerikanische Mittelmeer ganz abweichend davon in der Hauptsache kalkreichere Sedimente liefern, die man als Mergel- oder gar als Kalkschlick bezeichnen muß. Dieses scheinbar besondere Verhalten des Australasiatischen Mittelmeeres darf aber heute, nach den neuer-

lichen Feststellungen von O. B. BÖGGILD, nicht mehr allzu sehr betont werden; denn die Ergebnisse des „Challenger“, dessen Fahrtroute sich mehr oder weniger an die Inseln anlehnte, waren nicht erschöpfend, und in der Tat hat die „Siboga“, indem sie die Tiefenbecken durchquerte, auch eine größere Zahl von Sedimenten zutage gefördert, welche bei einem Kalkgehalt zwischen 30,4 und 91,9% einerseits an Globigerinenschlamm, anderseits an Kalkschlicke („Korallenschlick“ der älteren Autoren) erinnern. Dadurch hat sich jener Unterschied in der Sedimentation der genannten interkontinentalen Mittelmeere doch mehr und mehr verwischt. Gleichwohl bietet gerade das Australasiatische Mittelmeer die größten Gegensätze auf relativ engem Raume nebeneinander dar, indem seine tiefsten Einsenkungen gar Verhältnisse erkennen lassen, die an die euozeanische Tiefsee erinnern. Es dürfte sich daher ein näheres Eingehen auf die Ergebnisse der BÖGGILDschen Arbeit belohnt machen.

**Die Sedimentarten des Australasiatischen Mittelmeeres**

Die Hauptmasse der von der „Siboga“ erbeuteten Sedimente sind Blauschlicke, bezw. vulkanische Schlicke. Von den typischen Blauschlicken zeigten die meisten im trockenen Zustande graue, einige glaukonitreiche aber grünliche Farbe, während nur wenige bräunliches oder rötliches Aussehen hatten. Der Kalkgehalt der meist eine ziemliche Konsistenz zeigenden Proben ergab sich zu 2,4—29,3%, im Mittel zu 13%. Das Korn war außerordentlich fein, sodaß mindestens 85, meist über 90, ja vielfach über 99% zur Korngröße unterhalb 0,05 mm gehörten. Die Proben entstammten Tiefen zwischen 304 und 3702 m; die Durchschnittstiefe betrug 1673 m. Auffallend häufig und zahlreich wurden vom Festlande durch Flüsse verschleppte Pflanzenreste, wie ganze Stämme, Zweige, Blätter und Früchte, angetroffen, eine Erscheinung, welche bei der großen Masse auf gleiche Weise herverfrachteter chersogener Komponenten wohl verständlich ist. Die Bodenfauna war auf diesen Schlickböden im allgemeinen arm.

Recht häufig läßt der Boden des Australasiatischen Mittelmeeres in seinen oberen Lagen zwei Schichten erkennen, die sich sowohl in der Farbe, wie in der Konsistenz voneinander unterscheiden. In diesen Fällen ist die höhere Lage des Schlickes kaffeebraun und besitzt breiigflüssige Konsistenz. Darunter folgt in größerer Küstennähe, wie z. B. zwischen Buton, Saleyer und den Lucipara-Inseln, in 2,5—4 cm Tiefe, weiter ab von den Küsten aber erst in 15 cm Tiefe der feste, zähe, erst graue, dann blau- oder grünlich-graue Schlick, welcher zuletzt dunkelblau wird. In der breiigen, braunen Oberschicht sind die vorhandenen Kalkschalen noch gut erhalten; in den tieferen Schichten schwinden sie jedoch mehr und mehr, und man geht wohl nicht fehl, hier eine Kalk-

auflösung anzunehmen, wie sie mehr oder weniger alle an organischer Substanz und an Schwefeleisen reichen Sedimente zeigen, wobei auf die im Anschluß an die Untersuchungen von L. SUDRY über die Sedimente der Lagune von Thau gemachten Bemerkungen zurückverwiesen sei. Eine ähnliche Überlagerung einer grauen, festeren Schlickschicht durch eine braungefärbte, beweglichere Oberschicht ist anderwärts bereits früher von der Norwegischen Nordmeer-Expedition und von den Gelehrten des „Challenger" festgestellt worden. J. MURRAY war nun der Meinung, daß die graue Färbung der Unterschicht durch Reduktion der beigemengten Eisenverbindungen unter Vermittlung verwesender organischer Substanzen entstehe, während umgekehrt die braune Farbe der Oberschicht auf Oxydationsprozesse unter dem Einfluß des im Meerwasser gelösten Sauerstoffs zurückzuführen sei. Mit dieser Anschauung stimmt es bestens überein, daß z. B. Globigerinenschlamme, obwohl sie ursprünglich reich an organischen Substanzen sind, doch viel mehr bräunliche als graue Farbtöne erkennen lassen, da sie sich bedeutend langsamer als die an chersogenen Komponenten reichen Blauschlicke ablagern und ihre oberflächlichen Lagen jeweils länger mit dem oxydierenden Meerwasser in unmittelbarer Berührung bleiben. Bei alledem dürfte es, was im Hinblick auf BÖGGILDS Äußerungen zu dieser Erscheinung ausdrücklich betont sei, gleichgültig sein, welche Farbe die allochthonen Schlickkomponenten bei ihrem Transport hatten. Je weiter man sich im Gebiete des Blauschlicks und verwandter Sedimente des in Frage stehenden Mittelmeeres von den Küsten entfernt und sich in Gebiete langsamerer Sedimentation begibt, desto mehr häufen sich die braunen Farbtöne und desto mächtiger wird die oxydierte Oberschicht. Falls daher Schlickkomponenten in reduzierter Form dem Meere zugeführt werden, ist zunächst ihre Oxydation nach Absatz auf dem Meeresboden wahrscheinlich; danach aber mögen sie eine abermalige Reduktion erfahren, sofern sie durch Bedeckung mit neuem Sediment dem oxydierenden Einfluß des Bodenwassers wieder entzogen werden.

In vereinzelten Fällen bilden übrigens Foraminiferenschalen eine dünne, weiße Schicht auf dem Boden; auch Pteropodenschalen sind hin und wieder häufiger, bisher aber niemals in so überragender Menge angetroffen worden, daß man wie im europäischen oder amerikanischen Mittelmeer in Versuchung geführt werden könnte, von Pteropodenschlamm schlechthin zu sprechen.

Dem Blauschlick des Australasiatischen Mittelmeeres stehen die vulkanischen Schlicke, deren Verbreitung im Einzelnen später anzugeben sein wird, äußerst nahe. Von 22 hierhin gerechneten Proben waren die meisten im trockenen Zustand grau, nur 5 bräunlich, 1 rötlich; im Zusammenhange mit dem charakteristischen Fehlen von Glaukonit steht das Zurücktreten grünlicher Farbtöne. Die Tiefe schwankte zwischen

274 und 3302 m und betrug im Mittel 1399 m, der Kalkgehalt ging von 0,9—29,8 % und betrug im Mittel 13,2 %. Manche Proben enthielten bedeutend mehr gröbere Bestandteile als die Blauschlicke, und die durch das Hinzutreten von Komponenten aus subaërischen Aschenfällen verursachte Ungleichmäßigkeit in der Beteiligung der einzelnen Korngrößen steht im strikten Gegensatz zu dem Verhalten jener sonst nahe verwandten Sedimente.

Aus Tiefen zwischen 289 und 1270 m (im Mittel 579 m) stammen einige Grundproben mit einem Kalkgehalt zwischen 48,7 und 91,9, im Mittel von 79 %, welche, meist grau gefärbt, sehr wenig Zusammenhalt zeigten und sich durch großen Reichtum an zwar nicht immer deutlich bestimmbaren Organismenresten auszeichneten. Böggild hat sie mit den Korallenschlicken und -sanden der älteren Autoren verglichen; doch stehen manche sicher dem Globigerinenschlamm sehr nahe. Zum Globigerinenschlamm selbst, der sich durch erhebliche Beimengung von Schälchen pelagischer Foraminiferen auszeichnet, rechnete derselbe Autor 27 Proben der „Siboga"-Ausbeute, obwohl sie alle infolge stärkerer Beteiligung chersogener Komponenten nur sehr wenig typisch entwickelt sind. Die reinsten Proben wurden noch südlich von Celebes und in einem kleinen Distrikt südlich von Ceram gefunden, während z. B. die Proben aus dem Halmaheira-Meer Kalkschlicken sehr nahestehen. Der Farbe nach waren 11 grau, 3 bräunlich und 7 infolge reichlichen Glaukonitgehaltes grünlich; 6 waren grau mit brauner Oberschicht, wie oben schon vom Blauschlick erwähnt wurde. Die Tiefe schwankte von 310 bis 2215 m und betrug im Mittel 1552 m. Der Kalkgehalt ging von 30,4 bis 81,4 % und war im Mittel 50 %. Diese Bodenart war reich an allen möglichen konkretionären Bestandteilen, welche noch zu beschreiben sein werden.

Geht man in den tiefen Einsenkungen der Banda- und Celebes-See aus den Gebieten des Globigerinenschlammes über die 4000 m-Isobathe hinaus, so bemerkt man — was sehr beachtenswert ist, unter gleichzeitigem Wiedereinstellen der grauen Farbe der wieder mehr hervortretenden chersogenen Komponenten — ein ziemlich unvermitteltes Verschwinden des Kalkgehaltes. Böggild hat, zwar mit berechtigten Bedenken, die eigenartigen Sedimente dieser zentralen Beckentiefen der Banda- und Celebes-See als Rote Tiefseetone bezeichnet, und sie sollen auch im vorliegenden Werke zusammen mit diesen aus dem Grunde näher besprochen werden, um die sie von jenem Typus unterscheidenden Merkmale um so mehr hervortreten zu lassen. Die zur Bildung dieser Sedimente führende Kalkauflösung selbst aber wird in einem besonderen, dem Kalkgehalt der Meeressedimente gewidmeten Abschnitte mit behandelt werden, da sie von großer Bedeutung für unsere Vorstellungen von den bedingenden Ursachen dieser Erscheinung ist.

### Konkretionäre Bildungen vom Boden des Australasiatischen Mittelmeeres

Dredscheversuche haben der „Siboga“ in einigen Fällen eine große Zahl verschiedenartigster konkretionärer Bildungen geliefert, deren Besprechung hier angeschlossen werden mag. Manchmal handelt es sich zwar nur um lockere Verkittungen der Bodenbestandteile durch kalkiges Bindemittel oder durch kolloidale Kieselsäure, welche die mechanische Analyse natürlich mehr oder minder erschweren. In anderen Fällen aber liegen deutliche konkretionäre Zusammenballungen vor, und zwar von Kalk, Dolomit, Eisenspat, Brauneisenerz, mit Brauneisenerz versetztem Pyrolusit, von Schwefelkies und endlich von Schwerspat. Die genannten Stoffe sind aber in der Regel recht unrein und zeigen auch viele Übergänge untereinander.

#### Kalk-, Dolomit-, Eisenspat-, Brauneisen-, Mangan- und Schwefelkies-Konkretionen

Von Kalkkonkretionen sind verschiedene Typen gefunden worden, feste und lockere, unregelmäßig geformte und zylindrische, in flachem und in tieferem Wasser. Einige recht feste, ganz unregelmäßig geformte Konkretionen von Station 145 in der Halmaheira-See aus 827 m Tiefe bestanden aus verkittetem Globigerinenschlamm, wie solchen schon der „Challenger“ in der Banda-See beobachtete. Auffälliger noch waren die Funde auf Station 297, etwa 33 km südlich der Südspitze von Timor. Hier bestand der Boden aus einem grauen Schlick mit 29,3 % $CaCO_3$. Offenbar aus der Unterlage aufgeschürft kamen aber mit der Dredsche einige große Stücke eines Gesteines zutage, welches BÖGGILD mit dem Coccolithengestein des dänischen Danien, der „Blegekridt“, verglich. Das gelblich-weiße Gestein fühlt sich etwas sandig an und besteht aus beinahe reinem kohlensauren Kalk, wesentlich in der Form von Foraminiferen und Coccolithen. Der geringe, in Säuren unlösliche Rest enthält wenig Ton und vereinzelte Glaukonit- und Quarzkörner.

Unreine Dolomitkonkretionen, teilweise offenbar nicht in Weiterbildung begriffen, sondern im Stadium der Zerstörung durch Organismen, wurden auf drei Stationen nicht weit vom Lande und in geringeren Tiefen gefunden, und zwar in 57 m Tiefe bei Aru innerhalb von Seichtwasserablagerungen, in 78 m Tiefe zwischen den Inseln Loslos und „Gebroken Eilanden“ bei der Westspitze von Neu-Guinea und in 487 m Tiefe zwischen den Kei-Inseln. Eine chemische Analyse zeigt in den drei Hauptbestandteilen recht genau die Zusammensetzung des Dolomits; ein kleiner Überschuß von Kohlensäure mag mit Mangan verbunden sein; als Verunreinigungen treten Brauneisen und Tonsubstanzen auf. Alle drei Funde liegen außerhalb der vulkanischen Region und in Gebieten, in denen viele Reste von Kalkorganismen abgelagert werden.

An drei Lokalitäten, und zwar nur an solchen, an denen zugleich entweder Kalk- oder Dolomitkonkretionen gefunden wurden, wurden Eisenspatkonkretionen angetroffen, und zwar jedesmal von den gleichen, zylindrischen oder unregelmäßigen Formen, wie jene. Am bemerkenswertesten sind diejenigen von Station 162 zwischen den Inseln Loslos und „Gebroken Eilanden" bei der Westspitze von Neu-Guinea, von welcher soeben Dolomitkonkretionen erwähnt wurden. Sie besitzen eine recht unregelmäßige Form und sind mit zahlreichen Löchern von verschiedenem Durchmesser versehen. Außen bestehen sie gänzlich aus dunkelbraunem Brauneisenerz, der innere Teil ist dagegen ganz hell, und zwischen beiden Partien findet sich eine scharfe Grenze. Der innere Teil enthält nach der Analyse von NIELS BJERRUM 32,06 % $CO_2$, während die Reste der löslichen Bestandteile hauptsächlich aus Eisenoxydul, Kalk und Magnesia bestanden. Im ganzen dürften sich etwa 15 % Ton und Sand beigemengt finden. Danach handelt es sich um einen Toneisenstein. Unter dem Mikroskop erwiesen sich die Konkretionen als recht homogen; von eingeschlossenen Elementen sieht man nur eine Menge kleiner Quarzkörner. Es ist bisher nicht gelungen zu erklären, daß hier Dolomit- und Eisenspatkonkretionen zusammen vorkommen, ohne daß ihre Substanzen mehr miteinander gemischt sind, als die Analysen zeigen. Bezüglich des Brauneisens sind zwei Möglichkeiten der Bildung gegeben. Es kann durch Umwandlung des Eisenspates entstanden sein oder sich direkt aus dem Meerwasser ausgeschieden haben. Ob aber, wie BÖGGILD meint, eine Änderung in der Beschaffenheit des Meerwassers angenommen werden muß, da die Bildung des Eisenspates mit einer Reduktion, die des Brauneisens aber jedenfalls mit einer oxydierenden Wirkung des Meerwassers zusammenhängen muß, möchten wir doch dahingestellt sein lassen; denn es besteht die Möglichkeit, daß das Eisenkarbonat sich in tieferen Lagen des Sedimentes, in welchen Reduktion zu herrschen pflegt, bildete und erst später infolge irgendwelcher Ereignisse unter die oxydierende Wirkung des Meerwassers gelangte, wodurch es dann in Brauneisen verwandelt wurde. Brauneisen tritt übrigens auch in selbständigen Konkretionen auf; doch ist es in keinem Falle sicher nachweisbar, ob dasselbe eine selbständige, primäre Ausscheidung auf dem Meeresboden darstellt oder ob es durch Umwandlung anderer Eisenmineralien — wobei auch an Schwefeleisen gedacht werden kann — entstanden ist. Die Brauneisenkruste der beschriebenen Toneisensteinkonkretionen von Station 162 ist sehr unrein; nur wenig über 58 % besteht aus Brauneisenerz, der Rest scheinen verschiedene Hydrate zu sein; die geringe Menge Mangan wurde als Pyrolusit angenommen, ein anderer Teil der restlichen Metalloxyde des Mn, Ca und Mg mag an $CO_2$ gebunden sein. Über einige Eisen- und Mangankonkretionen der „Siboga"-Ausbeute soll an anderer Stelle mit berichtet werden.

Des weiteren kommen aber in größerer Verbreitung Schwefelkieskonkretionen in den Sedimenten des Australasiatischen Mittelmeeres vor, meistens nur als kleinere Körner von Sandkorngröße, nur in seltenen Fällen als größere Massen. Diese sind z. T. unregelmäßig geformte, fetzenartige Gebilde, z. T. regelmäßiger gestaltete, zylindrische Stäbe von ein paar Zentimetern Länge. Außen meistens von einer Kruste von Brauneisen überzogen, sind sie teilweise auch von Kalkorganismen überwachsen, so daß an den fraglichen Lokalitäten ihre Bildung augenscheinlich nicht weiter geht. In zwei Fällen — auf Station 156 in der Halmaheira-See in 469 m Tiefe und auf Station 251 zwischen den Kei-Inseln in 204 m — enthält der Schwefelkies große Mengen von Glasasche, was um so merkwürdiger ist, als solche in den umgebenden Sedimenten nicht gefunden wurde und die Kei-Inseln ganz außerhalb der vulkanischen Zone liegen. Vielleicht ist diese Erscheinung so zu erklären, daß der Schwefelkies die Bildung einer vergangenen Zeit darstellt, in welcher ein Aschenfall in den betreffenden Gegenden stattgefunden hatte, und daß die nichtverkittete Asche durch Einwirkung von Strömungen wieder entfernt wurde, während die schwereren Konkretionen, welche Aschenteilchen eingeschlossen enthielten, zurückblieben. In drei Proben, welche zwischen den Kei-Inseln erbeutet wurden, bildete Schwefelkies mehr als 30% der sandigen Bestandteile (0,5—0,05 mm). Nehmen wir hinzu, daß dieser Region auch die größeren Konkretionen von der erwähnten Station 251 entstammen, so scheint es, daß das Wasser in dieser Gegend ungewöhnlich reich an $H_2S$ sein oder gewesen sein muß. Besteht etwa eine Beziehung zwischen den nach Obigem für einen Teil der Fälle anzunehmenden Aschenfällen und der Schwefelkiesbildung insofern, als erstere viel organisches Leben vernichteten und die verwesenden organischen Substanzen Reduktionsprozesse hervorriefen? Außer im blauen und vulkanischen Schlick wurde Schwefelkies seltener auch im Globigerinenschlamm angetroffen. Vereinzelt fanden sich Steinkernbildungen von Foraminiferen.

Glaukonit fand sich am häufigsten zwischen 200 und 1000 m besonders in kalkreicheren Sedimenten, und zwar Globigerinenschlammen, nächstdem in Blauschlicken. Der Kalkgehalt der glaukonithaltigen Proben stellt sich im Durchschnitt zu etwa 53%, während die glaukonitfreien im Durchschnitt nur 20,6% $CaCO_3$ enthalten. Böggild meinte, daß dieser Unterschied in der Bildungsweise des Glaukonits in Foraminiferenschalen begründet liege. Uns scheint dieser Schluß jedoch nicht zwingend, wie auch aus späteren Erörterungen hervorgehen wird; denn Glaukonit entsteht nachweislich auch ohne Zusammenhang mit Foraminiferenschalen, und die Beziehung zwischen Glaukonitentstehung und Kalkgehalt der Grundproben dürfte keine so direkte sein; sondern viel eher ist an eine Funktion der Tiefe

zu denken, von welcher bekanntlich der Kalkgehalt ebenfalls beeinflußt wird. Daß die vulkanischen Schlicke der Glaukonitbildung nicht günstig sind, wurde bereits erwähnt. Und so stehen die Ergebnisse der „Siboga" keineswegs allein, sondern durchaus im Einklang mit unserem bisherigen Wissen über Glaukonitbildung überhaupt, welches wir später zu besprechen haben werden.

### Schwerspat-Konkretionen

Die interessantesten Konkretionen jedoch, welche die „Siboga" erbeutete, bestehen aus Schwerspat[302]). Konkretionen dieses auf dem Meeresboden als Neubildung sehr seltenen Minerales wurden in einer Tiefe von 304 m im Blauschlick der Station 253 zwischen den Kei-Inseln gefunden. Sie sind flachgedrückt oder ganz unregelmäßig geformt und haben einen größten Durchmesser von etwa 6 cm. Ihre Oberfläche ist recht glatt. Die Farbe ist gelbgrau. Im Innern sind die Knollen entweder ganz kompakt, bisweilen aber auch lockerer und porös; die Struktur ist feinkörnig, Die Wände von Spalten im Innern sind in einigen Fällen mit kleinen, glänzenden Schwerspatkristallen, im übrigen aber mit einer ganz dünnen, schwarzen oder braunen Kruste überzogen. Eine Analyse der reinsten und kompaktesten Substanz ergab NIELS BJERRUM folgende Resultate:

| | |
|---|---|
| $BaO$ . . . . | 53,85 |
| $SO_3$ . . . . | 28,56 |
| $SiO_2$ . . . . | 6,42 |
| $Al_2O_3$ . . . . | 2,32 |
| $Fe_2O_3$ . . . . | 1,67 |
| $CaO$ . . . . | 2,01 |
| $MgO$ . . . . | 0,42 |
| Glühverlust . . | 2,94 |
| Summe | 98,19 |

Kalk und Magnesia sind wohl gänzlich als Carbonate (z. T. in Form der eingeschlossenen Foraminiferen!) vorhanden; ferner deutet die Analyse auf Beimengung von Kaolin, Brauneisenerz, freiem Kieselsäureanhydrid oder Kieselsäurehydrat.

Dieser Fund der „Siboga"-Expedition ist um so bemerkenswerter, als bisher erst einmal neugebildete Schwerspatkonkretionen vom Meeresboden zutage gefördert worden sind; dieselben waren vom „Investigator" in etwa 1235 m vor Colombo auf Ceylon gedredscht und sind von E. J. JONES[303]) in leider wenig genügender Weise beschrieben worden. Die Beschreibung dieser Funde mag hier indessen zum Vergleich angehängt werden, zumal die Besprechung der Sedimentationsverhältnisse des Australasiatischen Mittelmeeres doch zunächst abzubrechen ist. Die Schwerspatknollen des „Investigator" besaßen kugelige bis zylindrische, an

den Enden abgerundete Gestalt und etwa 10 cm größte Länge. Angeblich aus Sand und Schlamm, der z. T. zu harten, kalkigen Krusten verfestigt war, stammend, zeigten sie an der Oberfläche eine schmutzig-lichtgrüne, auf dem frischen Bruch aber dunklere Farbe. Die im Polarisationsmikroskop als ein Aggregat von Sphärolithen (mit schwarzem Kreuz!) sich darstellende Substanz umschloß eine Anzahl von Foraminiferen, insbesondere Globigerinen, und von Radiolarien. Eine nicht näher untersuchte, eingeschlossene, grüne Substanz war vielleicht Glaukonit. Das hohe spez. Gewicht der Knollen von 3,77 entspricht dem Gehalt an $BaSO_4$, der mindestens 75 % betragen dürfte. Daneben wurden wenig Ca- und Sr-Sulfat, Ca- und Mg-Phosphat, Al-Silikat, $CaCO_3$, sowie Spuren von Fe, Na und Mn nachgewiesen. Eine gewiß zu hohe Berechnung der gesamten gefundenen $H_2SO_4$ auf $BaSO_4$ würde 82,5 % dieser Substanz ergeben. Es ist sehr zu bedauern, daß weder eine genaue Feststellung der Position und der Art des umgebenden Sedimentes, noch eine genaue quantitative Analyse dieser interessanten Bildung vorliegt, da nur dann vielleicht weitere Schlüsse möglich gewesen wären. So können wir weder für den einen noch den anderen Fall etwas Sicheres über die Entstehung der Schwerspatknollen aussagen.

Daß die Schwerspatknollen beider Fundpunkte wirkliche Neubildungen am Meeresboden sind und nicht als solche schon vom Lande eingeschwemmt wurden, geht jedenfalls daraus hervor, daß sie Globigerinen und Radiolarien umschlossen. Aber ob ihre Bildung auf anorganischem Wege oder unter Vermittlung von Organismen vor sich ging, muß vorläufig noch unentschieden bleiben. Die letztere Möglichkeit ist durchaus nicht ausgeschlossen. Nach FORCHHAMMER[304]) kann Baryum direkt im Meerwasser und im Kesselstein der Dampfer nachgewiesen werden. Aus dem Meerwasser nehmen es reichlicher Meeresalgen, wie Fucus vesiculosus, auf; doch sollten geringe Mengen dieses Elementes auch in tierischen Kalkabsonderungen vorkommen. Neuerdings hat dann FRANZ EILHARD SCHULZE[305]) den Nachweis erbracht, daß die von ihm in einer neuen Protozoengruppe zusammengefaßten Xenophyophoren kleinste Körnchen von schwefelsaurem Baryum in sich enthalten. Die Xenophyophoren haben kugelige, scheibenförmige, baumförmig verästelte, auch blattförmige Gestalten und erreichen nur wenige Zentimeter Größe. Sie bestehen aus baumartig verästelten oder netzartig verbundenen Strängen, welche von zarten organischen Skelettröhren dicht umhüllt und mit diesen in einem lockeren Gerüst verkitteter Fremdkörper (insbesondere Spongiennadeln, Radiolarien und Foraminiferen — HÄCKEL nannte sie „Xenophya") befestigt sind. Diese eigenartigen Organismen, welche schon seit der „Challenger"-Expedition bekannt waren und zuerst von HÄCKEL zu den Hornspongien, von einem anderen Bearbeiter später teilweise zu den agglutinierenden Foraminiferen gestellt wurden, ent-

halten in hirschgeweihähnlich verästelten, weißgelblichen Strängen, den Granellaren, kleine, stark lichtbrechende Körnchen, die sogenannten Granellen, welche in der Hauptsache aus Baryumsulfat bestehen. Diese Granellen „sind sehr kleine, scharf und glatt begrenzte, stark und gleichmäßig lichtbrechende und daher glänzende, völlig farblose und ganz durchsichtige rundliche Körper von meist länglich ovaler oder spindelförmiger Gestalt, welche auch nicht selten an abgerundete rhombische Krystalle erinnern". Doch ist die kristalline Struktur nicht ganz sicher, da nur schwache Spuren von Polarisation des Lichtes zu erkennen waren, die möglicherweise, wie bei den Nadeln der Kieselspongien auf eine geringe Grundlage oder Hülle von organischer Substanz zu beziehen ist. Die Größe der Granellen schwankt zwischen 1 und 25 $\mu$. Am häufigsten sind ovale Körnchen von etwa 2 $\mu$ Länge und 1 $\mu$ Breite, doch kommen auch annähernd kugelige, stäbchenförmige und unregelmäßig knollige Formen vor. Die größeren Granellen stellen nach späteren Untersuchungen SCHEPOTIEFFS[306]) hexagonal aussehende Plättchen oder rhombische Kristalle dar, gewöhnlich rhombische Bipyramiden oder rhombische Tafeln. Manchmal finden sich auch dünne, polygonale Platten, die in allen Merkmalen den anderen Granellen gleich sind. Die von SCHULZE ausgeführten, vorläufigen chemischen Untersuchungen dieser Granellen sind von dem Chemiker HANS THIERFELDER kontrolliert und weitergeführt worden, und hiernach müssen wir in der Tat annehmen, daß die Granellen in der Hauptsache aus Baryumsulfat bestehen, dem nur in geringer Menge Calciumsulfat beigemengt ist. Wenn dieses auffällige Ergebnis im vorliegenden Zusammenhange angeführt wird, so soll damit nicht gleich, wie das schon durch J. V. SAMOJLOFF[307]) geschehen ist, gesagt werden, daß Xenophyophoren die Vermittler waren, die dem Meerwasser Baryumgehalt entzogen und in der Form von Baryumsulfat ausschieden, das dann später Schwerspatknollen bildete; denn schon die Konzentration dieser feinverteilten Schwerspatmaterie zu größeren Knollen dürfte bei der Schwerlöslichkeit dieser Substanz auf (zwar wohl nicht unüberwindbare) Schwierigkeiten stoßen; immerhin wird es jetzt unsere Aufgabe zu untersuchen, ob die Verbreitung dieser Tierformen einen Zusammenhang überhaupt zuläßt. Xenophyophoren sind bereits in allen drei Ozeanen gefunden worden und bemerkenswerterweise, mit Ausnahme eines Vorkommens (bei Neuschottland unter 43° N.-Breite), nur zwischen 40° N.- und 40° S.-Breite; außerdem wird aber von ihnen offenbar noch die Gegend des Äquators (in dessen Nähe wohlgemerkt auch beide Fundorte von Schwerspatknollen gelegen sind!) besonders bevorzugt. Auch unter der „Siboga"-Ausbeute aus dem Australasiatischen Mittelmeer und in der Umgebung von Ceylon fehlen sie nicht. Was dann weiterhin die Tiefe, in denen die Formen leben, anbetrifft, so schien dieselbe nach der ersten zusammenfassenden Arbeit

von FRANZ EILHARD SCHULZE allerdings durchweg recht bedeutend zu sein; doch hat jede spätere Arbeit dieses Autors Fundstellen in geringeren Tiefen festgestellt, und schließlich ist es gar SCHEPOTIEFF gelungen, Xenophyophoren auf Korallenriffen der Palkstraße zwischen 1 und 5 m Tiefe zu erbeuten, und zwar Formen, welche SCHULZE zuvor nur aus recht bedeutenden Tiefen vorlagen. Wenn man daher zunächst berechtigt war, diese eigenartigen Tiere für exquisite Tiefseeformen zu halten, so ist das heute nicht mehr angängig, und somit bildet weder die horizontale, noch die bathymetrische Verbreitung ein Hindernis für einen tatsächlichen Zusammenhang in dem obigen Sinne. Aber alles, was darüber hinausgeht, ist lediglich Vermutung! Wenn wir berücksichtigen, welches eigenartige Wahlvermögen gewisse Tiere für bestimmte Stoffe zum Aufbau ihrer Gewebe oder für ihren Stoffwechsel bekunden (z. B. Acantharien für Strontiumsulfat, Ascidien für Vanadium), ohne daß die Art der Aufnahme dieser Stoffe aus dem umgebenden Medium bisher in jedem Falle einwandfrei und einleuchtend aufgeklärt wäre, so besteht, wenn überhaupt Organismen als Vermittler der Baryumaufspeicherung in Frage kommen, durchaus die Möglichkeit, daß auch noch andere Organismen dieser Tätigkeit obliegen. Denn bei der winzigen Größe, welche derartige Ausscheidungen haben können, kann eine solche Tatsache ebensogut Jahrzehnte lang verborgen bleiben, wie das bei den Xenophyophoren der Fall war. Immerhin wird es zweckmäßig sein, die hier von diesen beschriebenen Verhältnisse vorläufig besonders im Auge zu behalten, wenn über die Bildung von Schwerspat am Meeresboden gesprochen wird.

Denn auch die anorganische Entstehung unseres Minerales ist vorläufig nicht leicht einwandfrei zu erklären. BR. DOSS[308]) wollte die Barytknollen, welche SAMOJLOFF aus russischen Sedimentärgesteinen beschrieben hatte, als Gebilde ansprechen, die unter gewissen Verhältnissen als Nebenprodukte bei der Lebenstätigkeit von Schwefelbakterien entstanden seien, und nahm Fällung von $BaSO_4$ aus vom Festland zugeführter $Ba(HCO_3)_2$-Lösung durch die von genannten Bakterien gelieferte Schwefelsäure, sowie nachträgliche Konzentration des ursprünglich vielleicht kolloiden Niederschlags zu Knollen an. Ein ähnlicher Zusammenhang wird allerdings sehr nahegelegt, wenn man das häufige Zusammenvorkommen von Baryt und Pyrit, das schon oben erwähnt wurde und auch bei dem Fundort zwischen den Kei-Inseln verwirklicht ist, in Rechnung zieht. Aber die Schwierigkeit liegt weniger in der Deutung des allgegenwärtigen Schwefelgehaltes, als in der Erklärung der Herkunft eben des Baryums, und da scheint es doch nicht angängig zu sein, dasselbe vom Festland abzuleiten, solange nicht die Möglichkeit der Förderung aus dem Untergrund des Meeresbodens selbst, durch Quellwässer, welche dort entspringen, ausgeschlossen ist. Daß submarine Quellen selbst in hunderten von Metern Tiefe am Meeresboden entspringen,

ist an früherer Stelle, in Band I, erörtert worden, und die Annahme solcher hat, wenn nicht das Vorkommen irgendwelcher Organismen die lokale Beschränktheit der Knollen bedingt, den Vorzug, daß sie eine Schwierigkeit umgeht, welche der DOSSschen Erklärung anhaftet. Diese Schwierigkeit liegt in der diffusen Verteilung eines vom Festlande zugeführten Baryumgehaltes, dessen Absatz an lokal ganz beschränkten Stellen des Meeresbodens völlig unverständlich wäre. Im Gegenteil sollte man, wenn die Annahme von DOSS richtig wäre, das Auftreten von Schwerspat am Meeresboden viel häufiger erwarten, als solches bisher bekannt geworden ist. Was aber die Lieferung des Säureanteils im Baryt betrifft, so könnte derselbe ebensogut wie aus der Lebenstätigkeit von Schwefelbakterien, deren Wirken an den betreffenden Örtlichkeiten erst noch zu erweisen wäre, aus dem Gipsgehalt des Meerwassers entnommen sein oder schließlich auf die Oxydation von Schwefelkies zurückgeführt werden. Aber welche Bedingung in der Natur verwirklicht ist, könnten nur eingehendere Untersuchungen an den betreffenden Fundstellen erweisen, als bisher vorliegen. Schließlich wäre aber schon in diesem Zusammenhange noch darauf hinzuweisen, daß BaO im Roten Tiefseeton gegenüber den Blauschlicken deutlich angereichert ist, worauf später zurückzukommen sein wird.

## VI. Vulkansande und -schlicke

Eine lokale Fazies des dunklen oder blauen Schlicks sind die Vulkansande und -schlicke. Sedimente mit vulkanischen — d. h. von jungen Oberflächeneruptionen stammenden — Komponenten können natürlich an jeder Küste vorkommen, an welcher Ergußgesteine auftreten oder noch tätige Vulkane liegen. Aber es ist im Einzelnen häufig außerordentlich schwer, wenn nicht unmöglich, festzustellen, ob die vulkanischen Komponenten von Aschenfällen herrühren oder ob sie durch erosive oder abrasive Zerstörung vulkanischer Bauten entstanden und durch Strömungen bereits mehr oder minder weit transportiert worden sind.

Am charakteristischsten entwickelt finden sich vulkanische Sande und Schlicke um vulkanische Inseln der Hochsee oder um submarine Ausbruchspunkte. In größerem Abstande von den Eruptionsstellen gehen diese Sedimente in normalen Blauschlick oder in Kalkschlick über. Daß aber auch Übergänge in Ablagerungen des flacheren Wassers und anderseits in eupelagische Sedimente vorkommen müssen, liegt auf der Hand. Es bedarf daher einer kurzen Begründung, weshalb weder bei den litoralen, noch bei den eupelagischen Ablagerungen besondere vulkanische Sedimente unterschieden werden. Diese Begründung ist leicht zu geben. Am Strande und auf dem Schelf ist nämlich, abgesehen von der allernächsten Umgebung der hier (seltener) gelegenen, noch tätigen

Vulkane, die übrige chersogene Komponente in der Regel so vorherrschend, daß eine besondere Heraushebung der an vulkanischen Komponenten reicheren Abarten untunlich erscheinen muß; in der eigentlichen Tiefsee aber fallen die durch submarine Ausbrüche und schwimmenden Bimsstein reichlich gelieferten vulkanischen Gesteins- und Mineralfragmente so allgemein und gründlich der Verwitterung und Umbildung durch das Meerwasser zum Opfer, sind aber in dieser Form so weit verbreitet, daß man hier noch seltener das Bedürfnis empfindet, von eigentlichen vulkanischen Sedimenten als besonderen Abarten der eupelagischen Ablagerungen zu sprechen.

Die Farbe der Vulkansande und -schlicke ist meist dunkelgrau, -braun oder gar schwarz. Ihre Konsistenz ist im allgemeinen mehr erdig als zähe. Während bei dem blauen Schlick unter den Mineralbestandteilen der Quarz überwiegt, neben Orthoklas, Hornblende usw., d. h. den Mineralien von Tiefengesteinen oder kristallinen Schiefern (sogenannte „kontinentale“ Mineralkörner), dominieren hier die Bestandteile junger vulkanischer Ergußgesteine. Neben vulkanischen Gläsern sind dieses Sanidin, Plagioklas, Augit, rhombischer Pyroxen, Biotit usw.. Es fehlt diesen Sedimenten bezeichnenderweise der im normalen Blauschlick sonst so verbreitete Glaukonit. Nur, wo Mineralien kontinentalen Ursprungs beigemengt sind, wie das z. B. die „Valdivia“ an der sumatranischen Küste fand, stellt sich auch wohl Glaukonit ein. Im übrigen ist die Zusammensetzung der hierher zu stellenden Sedimente nach Ort, Tiefe und beigemengten Organismenresten sehr variabel. Die Tiefen, aus denen die „Valdivia“ vulkanische Sedimente lotete, liegen zwischen 70 und 5532 m.

Im Kalkgehalt ist Ähnlichkeit mit dem Blauschlick vorhanden. Von den Proben des „Challenger“ zeigten die vulkanischen Schlamme im Durchschnitt 20,5 %, die Sande 28,8 % $CaCO_3$. Die „Valdivia“ fand subantarktische, hierher zu stellende Sedimente kalkfrei, eine Erscheinung, welche wohl auf dieselbe Weise zu erklären ist, wie die Kalkarmut bis -freiheit der glazialmarinen Sedimente. Wo Kalkgehalt vorhanden ist, geht er im Durchschnitt zur Hälfte auf pelagische Foraminiferen zurück; doch geht der Betrag von diesen in den geringeren Tiefen darunter, in den größeren darüber.

Unter den Lapilli dieser Ablagerungen bemerkten MURRAY & RENARD besonders solche basaltischer und andesitischer Gesteine, vor allem auch in glasiger Ausbildung und mehr oder weniger weit zu „palagonitischer“ Substanz zersetzt. Bezeichnenderweise ist die Korngröße der vulkanischen Ablagerungen nicht einfach eine Funktion der Tiefe, bezw. Wasserbewegung. „Während die Gemengteile der Flugaschen in einer Probe ungefähr die gleiche Größe besitzen, was leicht zu verstehen ist, sind die Gesteinsbrocken, die submarinen

Ausbrüchen ihr Dasein verdanken, auffallend ungleichkörnig, teilweise sogar sehr grob, und zeigen meistens keine Spuren von Abrollung. Derartige Sedimente traf die „Valdivia“ nordöstlich und südöstlich von der Bouvet-Insel, außerdem an der Eiskante, meist in sehr bedeutenden Tiefen (zwischen 2268 und 5532 m)“. Bemerkenswert hierbei ist die große Feinkörnigkeit der benachbarten Diatomeenschlamme. Vulkanische Sedimente der besprochenen Art umrahmen nicht nur die meisten der hohen pazifischen Inseln, sondern bedecken z. B. auch die langgestreckten Rücken, über denen die Kermadec- und Tonga-Inseln aufsteigen. Von submarinen Ausbruchsstellen her beherrschen sie weite Flächen zwischen den Fidschi-Inseln und Neukaledonien in Tiefen zwischen 2000 und 3000 m. Schon MURRAY & RENARD berechneten die von vulkanischen Ablagerungen bedeckten Flächen des Meeresgrundes auf 1920000 qkm.

## B. Roter Schlick

Eine durch klimatisch-geographische Verhältnisse auf dem benachbarten Festlande bedingte, örtliche Variante des blauen Schlicks ist auch der rote Schlick (red mud der Engländer, boue rouge der Franzosen), der Vertreter jenes verbreiteteren Sedimentes an subtropischen und tropischen Küsten, die aus binnenländischen Löß-, Gelb- und Roterde- oder Lateritgebieten eine reichliche Zufuhr feiner Sinkstoffe erhalten, welche durch Eisenoxyde gelblich oder rötlich gefärbt sind. Das gilt insbesondere vom südamerikanischen Schelf, welcher auf seinem Abfall zum Ozean von den Guyanas bis nach Südbrasilien einen überwiegend rotbraunen bis ziegelroten Schlick trägt. Die auffallende Farbe dieses Sedimentes entstammt lateritischen Substanzen, welche Orinoco, Amazonenstrom und andere Flüsse in das Meer führen. Nach MURRAY & RENARD bedecken solche roten Sedimente hier 256000 qkm. Aber auch Teile der afrikanischen Sockelböschungen und der ostchinesischen Meere (des „Gelben Meeres“) an der Mündung des „Gelben Flusses“ (Hwanghö) und der des Yangtse-Kiang tragen ähnliche Sedimente, und der Colorado, der seine mit rötlichen Verwitterungsprodukten des wüsten Hinterlandes beladenen Wassermassen in das Nordende des Californischen Meerbusens ergießt, erzeugt hierdurch im wahren Sinne des Wortes ein „Rotes Meer“. Dieser rote Schlick ist offenbar der vorhin mehrfach erwähnten braunen Oberschicht des blauen Schlicks gewissermaßen unmittelbar gleich zu setzen. Obwohl im roten Schlick ebenso viele organische Substanz vorhanden ist, wie in den verwandten Sedimenten, genügt dieselbe doch nicht, die Übermenge der vorhandenen Eisenoxyde zu reduzieren und in Eisensulfide umzuwandeln. Der Kalkgehalt von 10 vom „Challenger“ gesammelten Proben schwankte zwischen 6 und 61% und betrug im Mittel 32,28%. Derselbe ging zur Hälfte auf Foraminiferen, besonders

des Planktons, zurück, zur anderen Hälfte auf andere Organismen. Bemerkenswert ist jegliches Fehlen von Glaukonit. Mineralien vom Festlande bildeten 10—25 %, feinste Abschlämmteilchen 1/3 bis 2/3 der ganzen Masse.

## C. Glaukonitische Sedimente

### (Grünsande und Grünschlicke)

Von den in den vorhergehenden Abschnitten besprochenen, hemipelagischen Sedimenten, die einander ziemlich nahestehen, weiter ab stehen die glaukonitischen Sedimente, Grünsande und Grünschlicke (green sand and green mud der Engländer, sable vert et boue verte der Franzosen), die sich durch einen besonderen Reichtum an neugebildeten Glaukonitkörnern und glaukonitischen Steinkernen auszeichnen. Sie gehören zu den am längsten bekannten Meeressedimenten, denn schon BAILEY[309]) und VON POURTALÈS[310]) konnten um die Mitte des vorigen Jahrhunderts die Bildung rezenter Grünsande an der atlantischen Küste der südlichen Vereinigten Staaten nachweisen. Seitdem sind glaukonitische Sedimente an vielen Kontinentalküsten gefunden worden, besonders dort, wo steile, aus Urgebirgsgesteinen bestehende Berge ans Meer treten und wo keine bedeutenden Flüsse einmünden.

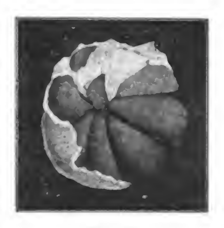


Fig. 82. Glaukonitischer Steinkern einer benthonischen Foraminifere, Truncatulina refulgens. Stark vergrößert. Nach MURRAY & RENARD, Deep sea deposits, Tafel XXV, Fig. 5.

#### I. Zusammensetzung und Entstehung der jungen Glaukonite

Der Glaukonit der fraglichen Sedimente besteht einerseits aus grünen Glaukonitsteinkernen kalkabscheidender Organismen, wie von Globigerinengehäusen, Echinidenstacheln, aber auch Spongiennadeln; daneben treten anderseits unregelmäßig geformte, abgerundete Glaukonitkörner und eine ebenfalls grüne, amorphe Masse auf; diese letztere ist anscheinend organischer Abkunft, da sie, im Platintiegel erhitzt, schwarz wird und eine von Eisenoxyd gefärbte Masse hinterläßt. Die typischen Glaukonitkörner sind von schwärzlich-grüner Farbe; von diesen sind die wenigsten glatt und einheitlich, die meisten sind traubig oder beerenförmig und zeigen deutlich an, daß sie aus der Verwachsung mehrerer Körner geringerer Größe entstanden sind. Die Oberfläche der Körner ist meist glänzend glatt, und dieselben erscheinen vielfach wie lackiert.

Die Größe bleibt in der Regel unter 1 mm Durchmesser. Die Glaukonitsteinkerne von Foraminiferen (Fig. 82) sind in der Regel heller grün gefärbt. Daneben kommen aber auch Steinkerne mit gelben und braunen Füllungen vor. Hierauf ist noch zurückzukommen.

Glaukonit ist sehr häufig analysiert worden, doch schwanken die Resultate innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Ich gebe zum besseren Verständnis des Folgenden eine Zusammenstellung älterer und neuerer Analysen.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 56,62 | 51,15 | 49,12 | 46,90 | 47,46 | Hierzu bei 1 eine Spur MnO. „Glühverlust" bei 2: 7,80, bei 3: 7,12 %. |
| $Al_2O_3$ . . . . | 12,54 | 7,61 | 7,09 | 4,06 | 1,53 | |
| $Fe_2O_3$ . . . . | 15,63 | 18,83 | 25,95 | 27,09 | 30,83 | |
| $FeO$ . . . . . | 1,18 | 2,78 | 0,89 | 3,60 | 3,10 | |
| $CaO$ . . . . . | 1,69 | — | — | 0,20 | — | |
| $MgO$ . . . . | 2,49 | 4,54 | 3,10 | 0,70 | 2,41 | |
| $K_2O$ . . . . . | 2,52 | 7,80 | 7,02 | 6,16 | 7,76 | |
| $Na_2O$ . . . . | 0,90 | — | — | 1,28 | — | |
| $H_2O$ . . . . . | 6,84 | Siehe bei Glühverlust | | 9,25 | 7,00 | |

1. Glaukonit vom australischen Kontinentalabhang südöstlich von Sydney aus 750 m nach MURRAY & RENARD. 2. Gl. von der Agulhas-Bank aus 201 m nach W. A. CASPARI[311]). 3. Gl. aus dem Stillen Ozean auf der Höhe von Panama aus 1017 m nach demselben. 4. Gl. von der Agulhas-Bank aus 214 m nach VON GÜMBEL[312]). 5. Gl. vom Kontinentalabfall Kaliforniens aus 317 m nach L. W. COLLET & G. W. LEE[313]).

Die wesentlichsten Bestandteile sind demnach Kieselsäure, Eisenoxyd, Kali und Wasser, und GÜMBEL war im Recht, wenn er den Glaukonit als ein gewässertes Kali-Eisenoxydsilikat bezeichnete, eine Zusammensetzung, welche bei der grünen Farbe zunächst auffällig sein mußte. In sehr wechselnden Mengen ist Tonerde im Glaukonit enthalten. Am wenigsten geben COLLET und LEE von dem Glaukonit des Kalifornischen Kontinentalabfalles mit 1,53 % an. Wie die übrigen angeführten Analysen indes zeigen, geht ein solcher geringer Gehalt an Tonerde mit einem höheren Gehalt an Eisenoxyd jeweils parallel, so daß die Summe beider immer nur um wenige Prozent schwankt. Vielleicht liegen in den analysierten Vorkommnissen die verschiedenen Stadien jener allmählichen Umwandlung vor, welche die beiden letztgenannten Autoren für die Glaukonitbildung festgestellt zu haben glauben. Das erste Stadium der Bildung dieses Minerals soll nämlich eine graue, ausschließlich aus Ton, also Aluminiumsilikat, bestehende Substanz darstellen; die gelben und braunen Körner (Fig. 83) dagegen sollen die verschiedenen Stadien der Ersetzung der Tonerde durch Eisenoxyd anzeigen[314]), und erst

ein dritter Vorgang, die Aufnahme von Kali und Wasser, würde die Glaukonitbildung beendigen. Eisenoxydul, Kalk und Magnesia finden sich in wechselnden Mengen, können aber ganz fehlen und sind z. T. vielleicht auf mechanische Beimengungen, wie kalkige Skelettsubstanzen, zurückzuführen. Ein kleiner Natrongehalt scheint manchmal vorzukommen, da einen solchen sowohl der „Challenger"-Bericht, wie VON GÜMBEL angeben. Ob nach alledem dem Glaukonit eine stöchiometrische Formel zukommt, muß gleichwohl zweifelhaft erscheinen. Nach CASPARI könnte man, wenn $Al_2O_3$ in $Fe_2O_3$ und $MgO$, $FeO$ in



Fig. 83.
Grünsand, entkalkt, aus 146 m Tiefe vor der Afrikanischen Küste bei Kap Bojador. „Valdivia"-Station 28. Vergrößerung 18mal. (Die Steinkerne benthonischer und pelagischer Foraminiferen, die neben solchen von Seeigelstacheln, Korallen usw. usw. die Hauptmasse der Probe ausmachen, bestehen aus jenem rostbraunen Eisenoxydsilikat, das der Glaukonitbildung voraufgeht.) Nach MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel IV (XIX), Fig. 1.

$K_2O$ umgerechnet werden, zu der Zusammensetzung $KFeSi_2O_6 \cdot H_2O$ gelangen. Der Glaukonit ist aber wahrscheinlich kolloidal-amorph und daher seine schwankende Zusammensetzung und der 1 Molekül in der Regel übersteigende $H_2O$-Gehalt verständlich; seine Doppelbrechung ist vielleicht Spannungsdoppelbrechung. Ob dasselbe aber auch noch für alle fossilen Glaukonite gilt, muß nach den bisher vorliegenden Untersuchungen als zweifelhaft gelten. Vielleicht haben bei der Fossilisierung diagenetische Umlagerungen eine Rolle gespielt.

Häufige Begleiter des Glaukonits sind Pyrit und Magneteisen. Fast gesetzmäßig kann man auch sein Zusammenvorkommen mit Phos-

phoritknollen nennen; beide finden sich mit Vorliebe dort, wo kalte und warme Strömungen zusammentreffen.

Aus dem Vorkommen und der chemischen Zusammensetzung des Glaukonits dürften sich mit MURRAY-PHILIPPI die folgenden Schlüsse über seine Entstehungsbedingungen ableiten lassen. Seine Entstehung aus einem Tonerdesilikat und sein Kaligehalt lassen vermuten, daß Kalitonerdesilikatmineralien seine Bildung begünstigen. Solche sind nur als Kalifeldspat und Kaliglimmer in den kontinentalen Gesteinen weit verbreitet, während die Gesteine der ozeanischen Vulkaninseln überwiegend basisch und arm an Kaliverbindungen sind. Die Oxydform des Eisens im Glaukonit deutet darauf hin, daß seine Bildung unter starker Oxydation stattfindet. Daß dieses zutrifft, darauf weist nichts besser als die Agulhas-Bank hin, in deren Nachbarschaft sich sehr reichlich Glaukonit bildet. Die die ganze Südküste des Kaplandes einfassende, dreieckige Agulhas-Bank, mit deren Sedimenten wir uns in der Folge noch mehrfach zu beschäftigen haben werden, stellt eine Verbreiterung des Schelfes dar und darf mit G. SCHOTT[315]) als ein Stück alten Festlandes aufgefaßt werden; „seit bekannt ist, daß auch Madagaskar, in seinem tektonischen Aufbau als Tafelland von durchaus afrikanischem Typus, ebenso nach Süden zu eine unterseeische Fortsetzung besitzt, hat eine solche Auffassung noch mehr Berechtigung als früher." Die Tiefen auf der Agulhas-Bank schwanken unregelmäßig zwischen 50 und 150 m; diese nur geringen Tiefen, sowie der felsige und steinige Untergrund machen eine Grundnetzfischerei hierselbst unmöglich und haben es auch verhindert, irgend ein Telegraphenkabel dem Boden der Bank anzuvertrauen, zumal auf ihr bei Stürmen eine schwere Grundsee alles aufwühlt. Dieser Bank wird zwar in ungeheuren Mengen organische Substanz zugeführt, welche hier in Verwesung übergehen muß und eigentlich alles andere als gerade Oxydation erwarten läßt; aber über dieser verwesenden Substanz wird auch das Wasser durch reißende Strömungen beständig erneuert und dadurch, wie durch die Brandung die auch für die Glaukonitbildung nötige Oxydation gewährleistet. Aus demselben Grunde müssen kalte und sauerstoffreiche Meeresströmungen die Bildung unseres Minerales begünstigen, welches wir daher häufiger an den West- als an den Ostküsten der Südkontinente antreffen. So ist z. B. nach MURRAY-PHILIPPI Glaukonit an der Westküste von Australien und Südamerika sehr verbreitet, an der ostafrikanischen Küste hingegen nur schwächer vertreten und fehlt völlig dem roten Schlick der brasilianischen Küste, obgleich hier im übrigen alle Bedingungen für seine Bildung gegeben zu sein scheinen.

Eine für den Geologen sehr wichtige Tatsache ist die Beschränkung des Glaukonits auf marine Bildungen. Der Grund seines Fehlens auch in den tieferen Süßwasserbecken ist wohl die hier viel weniger intensive

Oxydation der organischen Substanzen, im Gegensatze zum offenen Ozean; da stärkere Strömungen im Süßwasser nur selten auftreten, so wird das Wasser der tieferen Schichten nur ungenügend erneuert und bleibt daher immer arm an Sauerstoff. Eine Folge dieser von MURRAY-PHILIPPI angeführten, ungünstigen Bedingung ist gleichzeitig das reichliche Vorhandensein organischer Säuren („Humussäuren") im Süßwasser, welche bekanntlich Eisen in Lösung gehen lassen. Dieses halten COLLET und LEE für den Grund des Fehlens unseres Minerals im Süßwasser. Ob bei der Bildung des Glaukonits gleichzeitig Bakterien eine Rolle spielen, die nur auf das Meer beschränkt sind, ist eine bisher unbewiesene Möglichkeit.

CASPARI möchte das Fehlen des Glaukonits in Süßwasser auf die Armut desselben an $K_2O$ zurückführen, welches in diesem selten 5 Teile zu einer Million übersteige, während es im Meerwasser mehr als 400 Teile ausmache.

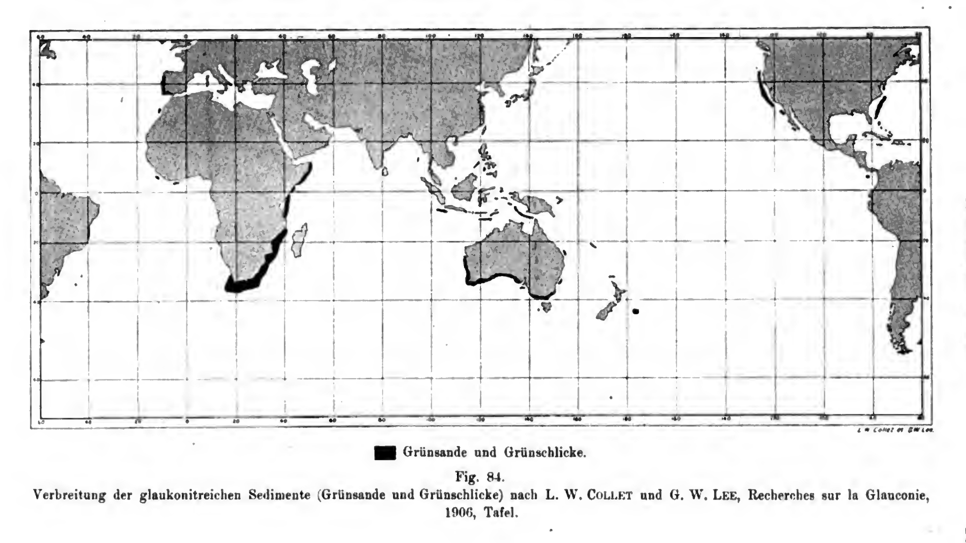
MURRAY & RENARD hatten gemeint, daß rezente Glaukonitbildung nur in den Hohlräumen von Organismen vor sich gehe. „Feiner Schlamm drang in eine abgestorbene Foraminiferenschale ein und fand dort Reste von organischer Substanz vor, mit denen er sich vermengte. Bei der Zersetzung der Eiweißsubstanzen wurde Schwefelwasserstoff entwickelt, der zunächst das Eisen des Schlammes in Sulfid verwandelte. Dieses oxydierte sich später zu Eisenhydroxyd und Schwefelsäure, letztere zersetzte den fein verteilten Ton, indem sie die Tonerde löste und kolloidale Kieselsäure frei machte. Diese verband sich schließlich mit dem Eisenoxyd unter Aufnahme von Kali und Wasser und bildete auf diesem Wege Glaukonit" (MURRAY-PHILIPPI). Gegen diese Theorie der vorhin genannten Autoren lassen sich aber gewichtige Einwände erheben. Zwar ist Schwefelkies, worauf schon GÜMBEL aufmerksam gemacht hat, meist in der Nachbarschaft von Glaukonit vorhanden, wofür sich auch viele fossile Beispiele anführen lassen, aber niemals ist der Nachweis dafür erbracht worden, daß die Glaukonitbildung mit der Ausscheidung von Eisensulfid beginnt; ja nicht einmal ist erwiesen, ob Glaukonit und Schwefeleisen gleichzeitig oder nacheinander gebildet werden, was durchaus im Bereiche der Möglichkeit liegt. Schwefelsäure, die sich durch Zersetzung von Eisensulfid bildete, hätte sich wahrscheinlich auch eher mit im Schlamm fein verteiltem Kalk oder dem der Foraminiferenschalen verbunden, als den viel widerstandsfähigeren Ton zu zerlegen. Zudem haben COLLET & LEE ja wahrscheinlich gemacht, daß das Eisen erst während eines zweiten Stadiums in die werdende Glaukonitsubstanz unter sukzessiver Ersetzung der Tonerde eintritt. Glaukonitbildung erfordert aber auch noch andere Substanzen als Ton, und es scheint, „daß Glaukonit sich nicht aus schon vorhandenem Tone bildet, sondern mit Vorliebe bei der Zersetzung ursprünglich frischer Kali-Tonerdesilikate in

statu nascendi des Tones entsteht" (MURRAY-PHILIPPI). Vielleicht bewirkte die Verwesung organischer Substanz, die sicherlich in irgend einer Beziehung zur Glaukonitbildung steht, die Entstehung kolloidaler Tonsubstanz, die dann ihrerseits Kali adsorbierte. Übrigens entsteht die Glaukonitsubstanz durchaus nicht ausschließlich in den Hohlräumen von Foraminiferenschalen usw.. Schon GÜMBEL[316]) fand im Grünsand von der Agulhasbank, welchen die „Gazelle" gelotet hatte, „viele Quarzkörnchen mit einem dünnen grünlichen Anflug überdeckt und auf feinen Rissen und Spältchen von einer grünen Substanz durchzogen, die in Salzsäure sich löst und wie Glaukonit sich verhält". Dann haben neuerdings die sorgfältigen Untersuchungen von L. CAYEUX[317]) an Glaukonitgesteinen des Mesozoikums und Tertiärs das häufige Vorkommen des Minerals als Umkleidung von Quarzkörnern, auf Spaltrissen von Feldspat, als Pseudomorphose nach Calcit, als Pigment usw. nachgewiesen, also augenscheinlich unabhängig von organischer Substanz, jedenfalls nicht direkt abhängig von Organismenresten und ihren Skeletten. — Die große Mehrzahl der rezenten Glaukonitkörner stellt keine Foraminiferensteinkerne dar, sondern besitzt ganz unregelmäßige Formen. Gleichwohl mag auch ein Teil dieser ursprünglich in der Form von Steinkernen gebildet worden sein, die umgebenden Schalen wurden aber beim Weiterwachsen gesprengt und bis zur Unkenntlichkeit deformiert.

**II. Die durch die Bildungsumstände des Glaukonites bedingte Beschränkung der glaukonitischen Sedimente nach der Tiefe und in der geographischen Verbreitung**

Am günstigsten für die Bildung des Glaukonits scheinen die Bedingungen in der Nachbarschaft der Hundertfadenlinie zu liegen, mit abnehmender Häufigkeit kommt er aber noch bis zu Tiefen von 2000 Faden vor. Die „Valdivia" lotete glaukonitische Sedimente einmal in Tiefen, die mehrfach oberhalb der Hundertfaden- oder 200 m-Linie lagen, zum andern fand sie jedoch, wie auch der „Gauß", vereinzelte Glaukonitkörner selbst in küstenfernem Globigerinenschlamm, ja in roten Tonen des südatlantischen Ozeans, die trotz ihres anscheinend pelagischen Charakters von Kontinentalmineralien erfüllt sind. Offenbar haben in diesen Fällen die Glaukonitkörner und die sie begleitenden Quarze die gleiche Herkunft, doch entzieht sich der Ursprung beider vorläufig noch unserer Kenntnis.

Über die geographische Verbreitung der Grünsande und -schlicke verdanken wir COLLET & LEE und COLLET[318]) die letzten beiden, nicht ganz vollständigen Zusammenstellungen, deren erster auch eine allerdings ziemlich rohe, in Fig. 84 kopierte Karte beigefügt ist. Grünsande und -Schlicke fanden sich bisher im nordatlantischen Ozean in der Nachbarschaft des Wyville-Thomson-Rückens zwischen den Hebriden und den Färöern, längs den Küsten von Portugal und Spanien, an der Ostküste der




■ Grünsande und Grünschlicke.

Fig. 84.

Verbreitung der glaukonitreichen Sedimente (Grünsande und Grünschlicke) nach L. W. Collet und G. W. Lee, Recherches sur la Glauconie, 1906, Tafel.

Vereinigten Staaten südlich vom Kap Hatteras und nordöstlich von Cuba, sowie an verschiedenen Punkten der Westküste von Afrika (so vor der aus kristallinischen Gesteinen bestehenden Küste von Senegambien von 23° N. Breite bis zum Kap Verde bis zu 2500 m Tiefe), im Indischen Ozean an verschiedenen Stellen längs der Ostküste von Afrika, südlich der Sunda-Inseln, sowie vor der West- und Südküste von Australien. Schon lange bekannt[319]) und sehr wichtig sind die glaukonitischen Sedimente der Agulhas-Bank, die hier in großer Verbreitung den Boden außerhalb der Hundertfadenlinie bedecken und sich durch ihren Reichtum an Phosphoritkonkretionen auszeichnen. Auch eine größere Zahl von Orten



Fig. 85.
**Grüner Schlick, sehr reich an Schwammnadeln. Aus 105 m Tiefe von der Agulhas-Bank vor Südafrika. „Valdivia"-Station 97. Vergrößerung 18mal. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel III (XVIII), Fig. 2.**

im Australasiatischen Archipel, so im Gebiete der Philippinen und zwischen Neu-Guinea und Australien, und im Pazifischen Ozean lieferten glaukonitreiche Sedimente, u. a. die Ostküste von Japan und Australien und längs der Westküste der Chatham-Insel, aber nirgends von solcher Reinheit, wie die von der „Tuscarora" längs den kalifornischen Steilgestaden aus 200—700 m geloteten schwarz-grünen Schlicke voll dunkler Glaukonitkörner von 0,6 mm Durchmesser. Alle Fundorte liegen in relativer Küstennähe.

Die Angabe von MURRAY & RENARD, daß glaukonitische Sedimente ein Gebiet von 2 650000 qkm des Meeresbodens bedecken, hat nach den vielfachen, neueren Funden als zu niedrig zu gelten.

### III. Weitere Komponenten der glaukonitischen Sedimente

Nur wenige Angaben über die übrigen Bestandmassen glaukonitischer Sedimente mögen hinzugefügt werden. Der Kalkgehalt derselben ist sehr wechselnd, von geringen Spuren bis zu 56 %. Im Durchschnitt enthielten die „Challenger"-Proben 26 %; mit der Tiefe scheint der Kalkgehalt zu wachsen. In den küstenfernen Grünschlicken ist derselbe hauptsächlich auf die Schälchen pelagischer Foraminiferen und die Hartgebilde der Coccolithophoriden zurückzuführen, während in den küstennahen Grünsanden mehr die benthonischen Foraminiferen die Oberhand bekommen. Von kieseligen Organismen fand die „Valdivia" einmal 25 %, und zwar vorwiegend Schwammnadeln (Fig. 85).



Fig. 86.
Grün- oder Glaukonitsand, entkalkt. Aus 318 m Tiefe von der Agulhas-Bank vor Südafrika. „Valdivia"-Station 113. Vergrößerung 18mal. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel IV (XIX), Fig. 2.

Sehr reichlich finden sich Mineralteile, von denen auf der Agulhas-Bank bis 40, ja 50 % des Sedimentes gebildet werden. Merkwürdigerweise fand die „Valdivia" in den dort geloteten Sanden außer Glaukonit nur noch Quarzkörner (Fig. 86), nichts von den sonst an einer Kontinentalküste zu erwartenden Silikaten, insbesondere Feldspäten. Dies scheint den Gedanken nahezulegen, daß dieselben bei der Glaukonitbildung verbraucht wurden. Sonst sind in Glaukonitsedimenten alle möglichen Mineralien festgestellt worden, wie Feldspat, Hornblende, Magnetit, Augit, ferner Turmalin, Zirkon, Granat. Feinstes, grünes Schlämmprodukt betrug bei den „Challenger"-Proben durchschnittlich 34 % der Masse, nie unter 9, einmal 84 %, deutlich mit der Meerestiefe zunehmend.

Die beschriebene, charakteristische Zusammensetzung glaukonitischer Sedimente hat naturgemäß nur Geltung für die Fälle, in denen der Glaukonit eine rezente Neubildung darstellt; wenn man z. B. am Ostseestrande des Samlandes Strandsande findet, die reich an Glaukonitkörnern sind, — welche aus der bernsteinführenden „Blauen Erde“ des Unteroligozäns ausgewaschen werden, — oder wenn von Pourtalès feststellte, daß unfern des Einganges in die eigentliche Bucht von New York der Sand reich an schwarzen Körnern — den auf sekundärer Lagerstätte liegenden Glaukonitsteinkernen von Foraminiferen aus dem Kreide-Grünsande New Jerseys — ist, so wird man solche Ablagerungen mit umgelagertem Glaukonit scharf von denjenigen mit primärem, rezenten Glaukonit zu trennen haben. Sind in jenen Fällen in der Tat nicht alle im Obigen als wahrscheinlich nötigen Vorbedingungen für die Glaukonitneubildung erfüllt, so scheint dieses anderseits in jenem Streifen glaukonitischer Sedimente der Fall zu sein, der in Tiefen von 50 bis 100 und noch mehr Faden in der Höhe der Küsten von Georgia und Süd-Carolina entlang zieht und schon von von Pourtalès erkannt wurde. Dort befinden wir uns charakteristischerweise im Grenzgebiete des Floridastromes. Hier und da treten aber auch im wirklichen Bette dieses Stromes glaukonitische Ablagerungen auf.

### IV. Die Phosphoritkonkretionen der glaukonitischen Sedimente

Beim Dredschen auf Glaukonitböden stellen sich fast gesetzmäßig kleinere oder größere Phosphoritkonkretionen (phosphatic concretions der Engländer, concrétions phosphatées oder nodules phosphatés der Franzosen) ein, deren Bildung wir nunmehr verfolgen wollen. Die „Challenger“-Expedition fand solche Konkretionen in großer Zahl und von oft beträchtlichen Dimensionen (bis zu 6 cm Durchmesser), meist von wunderlich unregelmäßiger Gestalt, außen von glasigem Aussehen, gewöhnlich mit dünnem Anflug von schmutzig-braunen Eisen- und Manganoxyden, häufig oberflächlich durch Anbohrungen zerstört. Besonders reichlich finden sie sich auf der Agulhas-Bank, wo sie vom „Challenger“, von der „Gazelle“, der „Valdivia“ und neuerdings von den Schiffen des „Department of Agriculture“ der Kapkolonie in großen Mengen gedredscht wurden. Als weitere Fundorte gibt Collet an die Küste von Spanien und Portugal, die Ostküste von Japan, die Ostküste Australiens, die Küste von Chile, sowie den Meeresboden zwischen den Falklandsinseln und der Mündung des Rio de la Plata. Al. Agassiz[320]) fand sie entlang den atlantischen Küsten von Nordamerika bis in die Straße von Florida hinein. Einige besonders instruktive Stücke hat J. Murray beschrieben. Die eingehendste Untersuchung haben aber die Phosphatkonkretionen der Agulhas-Bank erfahren, zuletzt durch Collet[321]) und durch Murray & Philippi.

COLLET unterschied an seinem reichen Material zwei Haupttypen: 1. Phosphoritknollen mit Foraminiferen oder anderen Organismen, deren Kalkschalen häufig durch das Calciumphosphat „pseudomorphosiert“ sind und die in einigen Fällen als Kerne dienen, um die sich andere, konzentrische Zonen abzusetzen scheinen. 2. Phosphoritknollen ohne Foraminiferen, bezw. andere kalkige Organismenreste. Die Phosphatsubstanz scheint nur die Glaukonitkörner und die klastischen Mineralien zu zementieren. Auch die Knollen zweier „Valdivia“-Stationen im Gebiete der genannten Bank, südlich von der Mossel-Bay aus 155 m Tiefe und auf der Höhe des Kaps der Guten Hoffnung aus 318 m, entsprechen diesen beiden Typen bis zu einem gewissen Grade, so daß wir annehmen dürfen, daß mit jener Einteilung etwas Richtiges erfaßt wurde. Der Gehalt an phosphorsaurem Kalk ($Ca_3(PO_4)_2$) schwankt zwischen etwa 30 und 50%. Gewisse Knollen, die „nodules jaunes“ COLLETS, enthalten bis über 23% $Fe_2O_3$. COLLET hat gemeint, daß der Eisengehalt dieser Knollen auf eine Zersetzung von Glaukonit zurückzuführen sei. Das ist bei Stücken, welche die „Valdivia“ dredschte, unwahrscheinlich, da sonst doch wohl sicher auch Quarz, der ständige Begleiter des Glaukonits, vorhanden wäre und da wohl in dem Falle einer so starken Zersetzung besonders auch die zarten Gehäuse der Foraminiferen gelitten hätten, was nicht der Fall ist. Wahrscheinlich schlug sich das Eisenhydroxyd bereits als solches bei dem Prozesse der Phosphoritisierung nieder. Sehr auffällig ist ein Gehalt an $CaSO_4$, der in manchen Analysen über 14% erreicht. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk schwankt innerhalb weiter Grenzen und hängt hauptsächlich von der Beteiligung kalkschaliger Organismen ab. Doch findet sich gelegentlich auch neugebildeter, kristallinischer Kalkspat, so in homogenen Knollen von der erstgenannten „Valdivia“-Station aus 155 m. Es handelt sich um den „nodules jaunes“ nahestehende, dem ersten Typus COLLETS entsprechende Fälle. Die Analyse einer solchen homogenen, von Glaukonit oder detritogenen Mineralien fast freien Knolle ergab:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 3,02 |
| $Ca_3(PO_4)_2$ | 28,06 |
| $CaCO_3$ | 33,14 |
| $CaSO_4$ | 14,65 |
| $MgCO_3$ | 4,80 |
| $Fe_2O_3$ | 15,91 |
| $Al_2O_3$ | 2,94 |
| | 102,52 |

Andere, ähnliche Stücke enthielten vereinzelte Glaukonitkörner und zeigten auch beginnende Glaukonitbildung im Innern von Foraminiferengehäusen. Nach MURRAY & PHILIPPI handelt es sich in diesen homo-

genen Knollen um phosphoritisierte Globigerinenschlamme, wie sie sich nicht selten in größerem Abstande von der Küste des Kaplandes bilden. Die Phosphoritbildung dürfte im wesentlichen auf die Matrix beschränkt gewesen sein, indem der feinste Kalkschlamm, die kleinsten Foraminiferengehäuse und die Hartgebilde der Coccolithophoriden, die in den Dünnschliffen nicht mehr nachweisbar sind, dem Phosphoritisierungsprozesse zum Opfer fielen. Andere, bis faustgroße Knollen sind aus vielen kleinen Knöllchen zusammengesetzt, deren regellose Verwachsung die Unregelmäßigkeit der äußeren Form bedingt. Die kleinen Knöllchen sind z. T. offenbar Gerölle der ersten homogenen Art und wie diese von rostbrauner Färbung; daneben aber finden sich andere Typen, die in Färbung, Häufigkeit der eingeschlossenen Organismenreste usw. mannigfache Verschiedenheiten aufweisen. Die Gerölle umgibt oft ein grünlicher, an Glaukonit erinnernder (oder ein rotbrauner) Saum, wie er mir übrigens ähnlich auch von fossilen Vorkommnissen bekannt ist. Diese Gerölle werden von einer grauen Matrix von abweichender Beschaffenheit zementiert; auffallend ist besonders deren größerer Reichtum an Glaukonitkörnern und mit Glaukonit erfüllten Foraminiferengehäusen. Außerdem bringen Verschiedenheiten in der Färbung, in der Größe der eingeschlossenen Foraminiferen und im Glaukonitgehalt mannigfache Abstufungen hervor, und man gewinnt den Eindruck, daß es sich um ein allmähliches Weiterwachsen der zementierenden Substanz unter sehr verschiedenen Bedingungen handelt. Dafür würde auch eine Beobachtung COLLETs sprechen, welcher aus der Nachbarschaft des Kaps der Guten Hoffnung eine Knolle beschreibt, deren unterer, gelb gefärbter Teil fast ganz aus Foraminiferengehäusen besteht, während der obere, schwärzliche in großen Mengen Glaukonitkörner enthält. Die zusammengesetzten Knollen der „Valdivia“-Ausbeute sind sehr reich an größeren Organismenresten, Zweischalern, Schnecken, Brachiopoden und Korallen, die auf der Außenseite als Steinkerne oder Abdrücke erhalten sind, während sich im Innern der Knollen häufig noch die ursprüngliche Schalensubstanz vorfindet. In dem ursprünglich weichen, später phosphoritisierten Globigerinenschlamm, der einen Teil der Gerölle zusammensetzt, konnte diese Fauna nicht leben; erst nach Bildung der ersten Knollen, wahrscheinlich aber, als diese bereits ausgewaschen waren, ja sich möglicherweise auf sekundärer Lagerstätte befanden, war ihre Ansiedelung möglich. Ob die Phosphoritbildung zu Lebzeiten dieser Fauna ruhte, läßt sich nicht mit Sicherheit angeben, nach dem Absterben müssen sich aber die Hartgebilde mit weichem Schlamme gefüllt haben, der wiederum phosphoritisiert wurde. Das Auftreten dieser makroskopischen Fauna beweist also ebenso wie der Unterschied zwischen Geröllen und Zement, daß die Phosphoritbildung an der betreffenden Stelle in mindestens zwei, zeitlich getrennten Phasen vor sich ging.

Dem zweiten Typus von Collet entsprechen solche Phosphoritknollen, welche im wesentlichen einen phosphoritisierten Grünsand ohne viele kalkige Organismenreste darstellen. Knollen, welche die „Valdivia" am Kap der Guten Hoffnung aus 318 m dredschte, gehören hierher. Die Farbe ist ein dunkles Grün, die Oberfläche nicht so löcherig, wie bei

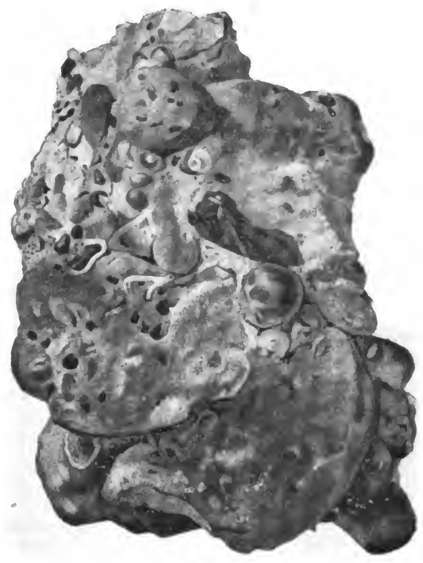


Fig. 87.
**Zusammengesetzte Phosphoritknolle von der Agulhas-Bank vor dem Kap der Guten Hoffnung. Aus 318 m Tiefe. „Valdivia"-Station 113. $^1/_2$ nat. Größe. Aus Murray und Philippi, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel VII (XXII), Fig. 1.**

dem anderen Typus, doch sind die Umrisse auch hier stets ganz unregelmäßig. Über faustgroße Knollen (Fig. 87) bestehen deutlich aus einer großen Menge Einzelknollen, die durch einen gelblichen Zement miteinander verkittet sind. Der Glaukonitgehalt ist sehr verschieden, selbst innerhalb ein und derselben Knolle, was auf ein Weiterwachsen unter veränderten Verhältnissen hindeuten könnte. Neben dem Glaukonit findet

sich meist sein häufigster Begleiter, der Quarz. Nicht selten sind Plagioklase, während Orthoklas ganz zurücktritt; auf dieses auffällige Überwiegen der Plagioklase über den Orthoklas in den glaukonitreichen Phosphoriten hat bereits LEE aufmerksam gemacht. Nur gelegentlich fanden sich vereinzelte Foraminiferengehäuse. Dagegen sind makroskopische Steinkerne höherer Tiere, wie Zweischaler, Schnecken, Brachiopoden, zahlreich vorhanden. Besonders interessant ist ein von der „Valdivia" erbeuteter Steinkern eines irregulären Seeigels (Fig. 88). Die Analyse einer solchen Knolle vom zweiten Typus wird von MURRAY & PHILIPPI, wie folgt, mitgeteilt:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ . . . . | 26,70 |
| $Ca_3(PO_4)_2$ . . | 36,37 |
| $CaCO_3$ . . . | 10,53 |
| $CaSO_4$ . . . | 11,26 |
| $MgCO_3$ . . . | 4,67 |
| $Fe_2O_3$ . . . | 5,34 |
| $Al_2O_3$ . . . | 7,51 |
| | 102,38 |

Die große Menge $SiO_2$ geht auf Quarz, Glaukonit und andere beigemengte Silikate zurück. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk ist wahrscheinlich in feiner Verteilung dem phosphorsauren Kalk beigemengt. Auffällig ist auch hier wieder der hohe Gehalt an schwefelsaurem Kalk. Merkwürdig ist, daß die Analyse trotz des unzweifelhaft vorhandenen Glaukonits kein Kali angibt, was übrigens auch von den Analysen des „Challenger"-Berichtes und bei COLLET gilt. Aber der Glaukonit der Phosphoritknollen unterscheidet sich, was auch aus der eingehenden Beschreibung von LEE hervorgeht, in keiner Weise von dem der normalen Grünsande. „Diese merkwürdige Tatsache" — meinen MURRAY & PHILIPPI — „legt uns die Frage vor, ob das Alkali des Glaukonits wirklich in ihm chemisch verbunden ist, oder ob es nicht vielleicht in einem Ton lediglich absorbiert" (besser: adsorbiert) „ist. In letzterem Falle wäre es denkbar, daß das nur mechanisch gebundene Alkali bei der Phosphoritbildung verschwand". Demgegenüber liegt aber auch die



Fig. 88.
Phosphoritischer Steinkern eines irregulären Seeigels, zerbrochen. Nat. Größe. „Valdivia"-Station 113. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel VII (XXII), Fig. 5.

von MURRAY in einer Anmerkung erörterte Möglichkeit vor, daß wohl Kali vorhanden ist, aber dem analysierenden Chemiker in zu geringer Menge erschien, als daß er es für nötig befunden hätte, dieselbe quantitativ zu bestimmen. Da Glaukonit immerhin nur einen Bruchteil der Gesamtmasse einer Phosphatknolle ausmacht, an sich aber nur 7—8% Kali enthält, könnte die Gesamtanalyse einer solchen Knolle überhaupt nur wenig Alkali aufführen.

Bezüglich der Entstehung der marinen Phosphate stimmen die Anschauungen von MURRAY & RENARD, COLLET und MURRAY & PHILIPPI wohl überein. Für die Entstehung von Phosphoritknollen am Meeresboden ist vor Allem die Anwesenheit größerer Mengen in Verwesung befindlicher Tierleichen erforderlich. „Bei der Zersetzung der organischen Substanz bildet sich Ammoniak, das sich mit der in den Knochen, Zähnen usw. enthaltenen Phosphorsäure zu Ammoniumphosphat verbindet. Dieses wiederum zerfällt bei Anwesenheit von kohlensaurem Kalk in Kalkphosphat und kohlensaures Ammonium nach der Formel:

$$2\,PO_4(NH_4)_3 + 3\,CaCO_3 = (PO_4)_2Ca_3 + 3\,CO_3(NH_4)_2$$

Während bei Anwesenheit von Kalk im Meeresschlamme eine Art von Pseudomorphose von Phosphorit nach Kalk stattfindet, handelt es sich um eine Ausfällung aus dem Meereswasser, wenn ursprünglich kein Kalk im Sediment vertreten war“ (MURRAY-PHILIPPI). Übrigens haben IRVINE und ANDERSON[322]) in einer Koralle, welche 6 Monate lang in Ammoniumphosphat gelegen hatte, 60% Calciumphosphat nachgewiesen. Auch sei hier im Hinblick auf die eben erwähnte Ausfällung von Kalk an den „Zoophosphorit“ erinnert, welcher in der durch O. M. REIS dargelegten Weise durch Ausscheidung in dem interfibrillären Protoplasma der Muskeln von früher lebenden Reptilien, Fischen, Anneliden und Cephalopoden, wie sie jetzt fossil z. B. in den Solnhofener Plattenkalken liegen, die histologischen Eigentümlichkeiten der quergestreiften Muskelfasern bis auf unsere Zeit erhaltungsfähig machte. Der Zusammenhang der Phosphoritentstehung mit der Verwesung großer Massen von Organismen geht ohne Weiteres aus der geographischen Verteilung der oben bereits angeführten Fundorte hervor. „In den meisten hier genannten Regionen begegnen sich kalte, polare und warme, äquatoriale Strömungen. Die raschen Temperaturveränderungen, die an diesen Stellen vor sich gehen, müssen ein Massensterben derjenigen marinen Organismen hervorrufen, deren Existenz an bestimmte Temperaturen des Meereswassers geknüpft ist“. Hierfür kommen aber nicht nur Planktonwesen, sondern auch Fische in Betracht. In beginnender Phosphoritisierung befindliche Molluskenschalen scheinen übrigens J. LOMAS sowohl aus der Irischen See, wie aus der Palkstraße nördlich von Ceylon vorgelegen zu haben[323]).

Die von der „Valdivia“-Expedition auf der Agulhas-Bank gedredschten Phosphoritknollen sind z. T. abgerollt und von einer sessilen Fauna (siehe auch Fig. 87) überrindet, die aber sehr schlecht erhalten ist. Starke Strömungen scheinen heute an den fraglichen Stellen die Phosphoritbildung ganz zu hindern. Durch das stark bewegte Wasser muß neugebildetes Ammoniumphosphat sehr rasch entfernt und so eine Reaktion auf den kohlensauren Kalk des Schlammes verhindert werden. MURRAY & PHILIPPI folgern aus der Eigenart dieser Knollen eine zweimalige Hebung des Meeresbodens im Gebiete der Agulhas-Bank. Produkt einer ersten Phosphoritbildung in tiefem und küstenfernem Wasser waren eisenreiche, homogene Primärknollen; dieselben wurden nach einer Hebung des Meeresbodens aus dem umgebenden Schlamme ausgewaschen und abgerollt, worauf sie mit einer sessilen Fauna besiedelt wurden. Diese leider sehr schlecht erhaltene Fauna scheint nicht älter als jungtertiär zu sein; hierfür würde auch ein in einer der „Valdivia“-Knollen eingeschlossener Carcharodon-Zahn sprechen, der wahrscheinlich zu der heute noch lebenden Art C. Rondeletii (Fig. 89) gehört. Die Hartgebilde dieser hauptsächlich benthonischen Fauna füllten sich mit einem an Glaukonit reicheren, viele Foraminiferen enthaltenden Schlamm, der auch die Zwischenräume zwischen den Primärknollen erfüllte und nun seinerseits, vielleicht während einer abermaligen Senkung des Meeresbodens, phosphoritisiert wurde, bis eine abermalige Hebung die gegenwärtigen Verhältnisse herstellte, unter welchen an den in Rede stehenden Stellen der Agulhas-Bank heute Phosphoritbildung offenbar nicht mehr statt hat. An anderen Stellen jedoch scheint solche noch jetzt ihren Fortgang zu nehmen, insbesondere auf den Abhängen und solchen Flächen der Bank, wo dieselbe nicht von allzu heftigen Strömungen bestrichen wird.

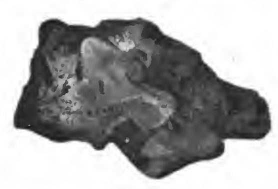


Fig. 89.
Phosphoritknolle, einen Zahn von Carcharodon umschließend. Nat. Größe. „Valdivia“-Station 104. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition“, Tafel VII (XXII), Fig. 3.

Die Diskussion der Phosphoritbildung auf der Agulhas-Bank ergibt, abgesehen von den besprochenen Schwankungen, ein Vorherrschen der Hebungen des Meeresbodens, beziehungsweise der negativen Strandverschiebungen. Hiermit stimmt außer anderen geologischen Beobachtungen auf dem benachbarten Festlande gut überein, daß ROGERS und SCHWARZ[324]) an der Süd- und Westküste der Kapkolonie junge Meereskalke nachwiesen, welche eine rezente Hebung von 50—100′ wahrscheinlich machen.

## D. Kalkschlicke

### I. Korallenschlicke der Tropen

Als „Korallensande und -Schlamme" (coral sand and mud der Engländer, sable corallien et boue corallienne der Franzosen) wurden von den Naturforschern der „Challenger"-Expedition kalkreichere Sedimente bezeichnet, welche sich auf den Abhängen der tropischen Korallenriffe in flachem und tiefem Wasser bilden und je nach der Entfernung von den Riffen und der Tiefe mehr Bruchstücke von Mitgliedern der Riff-Fauna und -Flora oder mehr Planktonschalen enthalten. Während die „Korallensande", die wir bereits oben bei den Bildungen des Schelfs unter den „detritogenen Kalkablagerungen" mitbehandelten, bis etwa 600 m Tiefe hinuntergehen, bilden die „Korallenschlamme" als feine, weißliche oder gelbliche, auch grünliche Schlicke die Sedimente in den größeren Tiefen bis zu etwa 3000 m und gehen schließlich in eine der eupelagischen Sedimentarten über. Der in allen diesen Sedimenten die Hauptmasse ausmachende kohlensaure Kalk betrug in den „Challenger"-Proben im Mittel 85 %, in den größeren Tiefen etwas weniger, in den geringeren aber bis zu 90 %. Als Lieferanten dieses kohlensauren Kalkes sind je nach der Tiefe benthonische Foraminiferen mit 40—2 %, planktonische mit 10—56 % beteiligt. Wo Übergänge in den eupelagischen Pteropodenschlamm erfolgen, häufen sich neben den Globigerinen die Schalen der pelagischen Pteropoden. Kieselige Organismenreste und Mineralbeimengungen erreichen beide keine 2 %.

Derartige Sedimente sind, wie ja überhaupt der Pazifische Ozean den größten Reichtum an Korallenriffen besitzt, in größter Verbreitung in den tropischen Teilen gerade dieses Weltmeeres verbreitet. Nach MURRAY & RENARD sollten von den 10 Millionen qkm, die diesen Korallensanden und -Schlicken zugeschrieben wurden, $5\frac{1}{2}$ Millionen dem Pazifischen, 3 dem Atlantischen und $1\frac{1}{2}$ dem Indischen Ozean zukommen. Doch meint KRÜMMEL, daß diese Areale sicher zu hoch gegriffen sind, und in der Tat hat MURRAY 1909 für den Indischen Ozean nur noch 0,7 und haben MURRAY und LEE für den Pazifischen Ozean nur noch 3,4 Millionen qkm angegeben.

Die Korallenschlicke sind in ähnlicher Weise Vertreter des Blauschlicks um Koralleninseln und -riffe, wie die vulkanischen Schlicke um ozeanische Vulkaninseln.

### II. Kalkschlicke der Mittelmeere

#### Vorbemerkungen

Zu den Kalkschlicken (calcareous mud der Engländer, boue calcaire der Franzosen) gehören indessen auch Kalksedimente, wie sie im Amerikanischen und im Romanischen Mittelmeer in großer Ver-

breitung auftreten, und zwar in letzterem ohne jeglichen Zusammenhang mit Korallenriffbauten. MURRAY & RENARD zählten die Sedimente des Romanischen Mittelmeeres zum Blauschlick, und mit der blauen Signatur desselben findet man auf der dem „Valdivia“-Werk beigegebenen Sedimentkarte, abgesehen von kleinen Flecken von Pteropodenschlamm, auch die ganze Fläche des Mittelmeeres eingenommen. Indessen kann diese Auffassung ebensowenig befriedigen, wie die Zurechnung der meisten Sedimente des Amerikanischen Mittelmeeres zum eupelagischen Globigerinenschlamm. Auf alle Fälle ist es gerade im Hinblick auf die Vergleichung mit fossilen Sedimenten — die ja, wenn nicht den litoralen, so doch in der Hauptsache den hemipelagischen Ablagerungen der Jetztzeit homologisiert werden müssen — von großer Wichtigkeit, die Eigenart solcher mittelmeerischen Sedimentbildungen besonders hervorzuheben und die bestehenden Unterschiede gegen die typischen Blauschlicke einer-, die eupelagischen Globigerinenschlamme anderseits gebührend zu betonen.

### 1. Die Sedimente des Amerikanischen Mittelmeeres

Die Sedimente des Amerikanischen Mittelmeeres sind uns besonders durch die Arbeiten von AL. AGASSIZ auf dem „Blake“ und von PEAKE auf der „Britannia“ bekannt geworden, und J. MURRAY[325]) hat einen großen Teil der erbeuteten Proben selbst beschrieben. Den tieferen Boden des karibischen, des Cayman-Yucatan- und des mexikanischen Beckens nimmt ein sehr hell gefärbter, weißer oder kreidig grauer Kalkschlick ein, der 70—80, vereinzelt sogar gegen 90 % $CaCO_3$ enthält. Dieses Kalkkarbonat rührt von den Schalen zahlreicher pelagischer Organismen her, unter denen die Pteropoden womöglich noch häufiger sind, als die Foraminiferen. Insbesondere liefern von den ersteren namentlich die Gattungen Clio, Hyalea, Triptera, Atlanta, Styliola usw. etwa die Hälfte des vorhandenen Kalkanteils des Sedimentes. Aber schon MURRAY selbst hat darauf hingewiesen, daß die reichliche Beimengung gröberer Mineralkörner und die sehr viel hellere Farbe wesentliche Unterschiede dieser mittelmeerischen Sedimente gegenüber den eupelagischen Globigerinen- und Pteropodenschlammen darstellen. Kieselige Reste von Radiolarien, Spongien und wenigen Diatomeen bilden nie über 5 % des Ganzen. Unter den Mineralgemengteilen überwiegen solche vulkanischer Herkunft. In den inneren Teilen der Becken haben sie selten eine Größe von mehr als 0,1 mm Durchmesser, und man wird hier an die Flugaschen denken müssen, welche bei größeren Eruptionen z. B. der Antillenvulkane im Jahre 1902 viele hunderte von Kilometern weit über das Meer verfrachtet wurden. In größerer Landnähe brachte der „Blake“ selbst aus erheblichen Tiefen Kiese und Steine mit der Dredsche herauf.

Der charakteristische, pteropodenreiche Kalkschlick der genannten Tiefenbecken beherrscht auch den Boden des Florida-Stromes in den Engen bis auf die Höhe von Jupiter Inlet; erst weiter nördlich stellt sich dann eupelagischer Globigerinenschlamm ein. Der Floridastrom überströmt aber an der linken Seite das zuerst von L. F. von Pourtalès beschriebene und nach ihm Pourtalès-Plateau benannte submarine Felsplateau aus festem, dunkelbraunem Kalkstein. Dieses Plateau beginnt etwas westlich von Sand Key (Key West), erstreckt sich mit wenig geneigter Fläche gegen Osten und Norden, erreicht dann etwas östlich von Sombrero-Key seine größte Breite (etwa 33 km), um schließlich unter Annäherung an die Florida-Riffe zwischen Carysfort Reef und Kap Florida wieder zu verschwinden. Der rezente Kalkstein beherrscht ein Areal von 4000 qkm in 200 bis 550 m Tiefe und regeneriert sich ständig aus den Trümmerprodukten der zahlreichen, das Plateau besiedelnden „Tiefsee“-Korallen, Echinodermen, Brachiopoden und Mollusken, welche z. T. durch Serpularöhren zusammengehalten werden. Doch sind offenbar auch Kalkalgen an dieser Verfestigung beteiligt. Die Zwischenräume füllen sich z. T. mit Foraminiferen. Eine Analyse von Sharples[326]) ergab für diesen Kalkstein 96,96 % $CaCO_3$, 1,2 % $Ca_3(PO_4)_2$, 2,12 % $SiO_2$. Zum Vergleiche sei eine Analyse des lockeren Kalkschlicks vom Boden des Floridastromes (1) und noch eine weitere von einer der dort häufigen Phosphoritkonkretionen (2) (von demselben Analytiker)[327]) gegeben:

| | 1 | 2 |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 1,52 | 0,49 |
| $Fe_2O_3$ | 0,31 | 14,77 |
| $CaCO_3$ | 85,62 | 36,50 |
| $MgCO_3$ | 4,26 | 10,56 |
| $Ca_3(PO_4)_2$ | 0,18 | 35,54 |
| Organ. Substanz + $H_2O$ | 8,15 | 1,46 |
| | 100,04 | 99,32 |

Bezüglich der letzteren mag noch erwähnt sein, daß aus dem SW von Sand Key, Florida, aus 229 m Tiefe eine Knolle stammt, deren die kalkigen Organismenreste zementierende, braungelbe Phosphoritsubstanz nach Murray eine ähnliche Diffusionsbänderung erkennen ließ, wie sie von den Achaten zwar lange bekannt, aber erst unlängst als solche erkannt ist.

Die Stärke der Florida-Strömung verhindert offenbar einerseits die Sedimentation feiner Schlammablagerungen auf dem Pourtalès-Plateau, begünstigt aber anderseits das Tierleben, indem sie vor allem auch den sessilen, bezw. nur langsam beweglichen Tieren stetig frische Nahrung zuführt. Das ist schon von Al. Agassiz erkannt worden, und Murray &

PHILIPPI sehen in diesen Vorgängen z. T. den Grund für die Eigenart solcher „benthogener Bankkalke“, wie sie sich teilweise auch nahe an die schon früher besprochenen Bildungen der Seine-, Challenger- und Argus-Bank anschließen. Die Erhärtung dieser Kalke dürfte aber nicht nur auf die Über- und Durchwachsung mit Serpula-Röhren und Kalkalgenkrusten zurückzuführen sein, sondern es spielen dabei offenbar auch durch die rasche Wassererneuerung angeregte, biologisch(?)-chemische Prozesse, welche die Bildung eines Kalkzementes bewirken, eine Rolle. Auch in den Straßen zwischen den Großen und Kleinen Antillen lassen die Strömungen kein feines Sediment liegen, sondern fegen alles leewärts in die inneren Becken hinein, wo sich dann der Kalkschlick in um so größerer Mächtigkeit aufbaut.

Ähnliche Böden wie unter dem Florida-Strom fanden sich übrigens auch entlang der Ostküste von Cuba, wenn auch in größeren Tiefen (500—800 m).

Im Golf von Mexiko, insbesondere an der West- und an der Nordseite vor und seitwärts der Mündung des Mississippi wird der Kalkschlick durch einen charakteristischen, dunklen Schlick verdrängt, der den Ablagerungen des Mississippideltas selbst sehr ähnlich ist und wie diese wesentlich aus feinsten Mineralpartikeln besteht.

Endlich mag noch auf die großen Massen vegetabilischer, vom Lande stammender Reste hingewiesen werden, deren Feststellung selbst in 10 oder 15 Meilen Entfernung von der Küste und in Tiefen von über 1800 m AL. AGASSIZ beim Dredschen innerhalb des Kranzes der Karibischen Inseln in Erstaunen setzte. Es handelt sich um Massen von Laub, Stücken von Bambus und Zuckerrohr, Schalen von Landmollusken und Resten anderer Landtiere, welche zweifellos durch den hier herrschenden NO-Passat in das Meer hinausverfrachtet wurden. Der Inhalt einiger unserer Dredschzüge — so schreibt AL. AGASSIZ — würde, wenn fossil geworden, einen Paläontologen sicherlich in nicht geringe Verlegenheit versetzt haben; denn bei der Durcheinandermengung von Tiefwasserformen von Crustaceen, Anneliden, Fischen, Echinodermen, Spongien usw. mit Mango- und Orangenlaub, Zweigen von Bambus, mit Muskatnüssen und Schalen von Landmollusken, also den verschiedensten Tier- und Pflanzenresten, würde ihm die Entscheidung sehr schwer werden, welcher Natur die betreffende Ablagerung sei. Eine Untersuchung in einer ähnlichen, fossilen Ablagerung würde zweifellos zur Annahme eines flachen Ästuars führen, welches von Wäldern umgeben war; aber in Wirklichkeit mag die Ablagerung in einer Tiefe zwischen 2000 und 3000 m stattgefunden haben. Treibende Pflanzenreste dürfen anderseits aber auch herangezogen werden, um die Besiedlung von Inseln durch Landmollusken, kleine Reptilien und Insekten aller Art zu erklären.

## 2. Die Sedimente des Romanischen Mittelmeeres

Über die Sedimente des Romanischen Mittelmeeres unterrichtet eine ganze Anzahl von zwar ziemlich ungleichwertigen und nicht durchweg auf der Höhe stehenden Arbeiten.

Ein wesentlich terrigener, dunkler Schlick wurde vom Kabeldampfer „Dacia“ im Balearenbecken zwischen der algerischen Küste und dem ligurischen Golf gelotet und von J. Y. BUCHANAN[328]) beschrieben. An der afrikanischen Seite, in Tiefen von 1800 bis 2800 m, beträgt der Gehalt an Kieselsäure 33 bis 40%, an kohlensaurem Kalk nur 18 bis 24%. Nahe bei den Balearen, in 1000 m Tiefe, nimmt der Kalkgehalt auf 37 bis 47% zu, geht auch vor dem ligurischen Golf, in 900 bis 1200 m, nicht unter 30% herab; man kann diese Sedimente daher als Mergelschlick bezeichnen. Proben aus 615 m Tiefe aus dem Golf von Genua erinnerten J. THOULET[329]) durchaus an fossile Kreidegesteine vom Kanal.

Das Tyrrhenische Becken erfüllt ein grauer Kalkschlick, der im Golf von Neapel sehr nahe ans Land reicht. JOH. WALTHER & P. SCHIRLITZ stellten in solchem „Fango“ in 40 m Tiefe zwischen Neapel und Capri 16,23% $CaCO_3$ und 4,27% $MgCO_3$ fest und waren nach Untersuchung des „marinen Grundwassers“ an dieser und anderen Stellen zu der Annahme geneigt, daß das Carbonat aus dem Gips-, bezw. Magnesiumsulfatgehalt des Meerwassers chemisch niedergeschlagen wurde, denn in dem im Grundschlamm enthaltenen Wasser, dem man obige Bezeichnung beilegte, haben sowohl der Kalk-, wie der Magnesiumsulfatgehalt gegenüber dem normalen Meerwasser abgenommen.

Eine Anzahl von Sedimentproben hauptsächlich aus dem westlichen Mittelmeer hat unlängst O. B. BÖGGILD[330]) beschrieben; sie waren von der dänischen „Thor“-Expedition gesammelt. Sofern man von den Ablagerungen des flacheren Wassers, die dem Blauschlick parallelisiert werden, absieht, ist die Farbe dieser Proben, die in uns nicht ganz zusagender Weise als Globigerinenschlamme bezeichnet werden, lichtbräunlich. Die beigemengten Eisenverbindungen erscheinen also im oxydierten Zustande, und BÖGGILD erkennt darin ein Anzeichen für langsame Sedimentation. Der petrographische Charakter ist sandig-tonig; der Zusammenhalt ist sehr verschieden groß und wird lokal durch verkittenden kohlensauren Kalk erhöht. Der Kalkgehalt beträgt durchschnittlich 50% und steht in keiner erkennbaren Beziehung zur Tiefe oder Landferne, hängt vielmehr offenbar stark von dem Reichtum an kalkliefernden, pflanzlichen und tierischen Produzenten ab. Unter den größeren Vertretern der biogenen, kalkschaligen Komponente ragen die Pteropoden in bemerkenswerter Weise hervor, so zwar, daß MURRAY & PHILIPPI auf ihrer dem „Valdivia“-Werke beigegebenen Sedimentkarte Pteropodenschlamm verzeichnen konnten. Außerdem sind aber auch

Foraminiferen und Coccolithen reichlich vorhanden. Außerordentlich selten dagegen sind kieselschalige Organismen.

Die Sedimentationsverhältnisse des östlichen Mittelmeeres sind uns vor allem durch die Untersuchungen der österreichischen Expeditionen auf der „Pola" (1890—93) bekannt geworden. Leider sind die Arbeiten, die der Chemiker dieser Reisen, K. NATTERER[331]), über die Ablagerungen dieses Meeresteiles veröffentlicht hat, nur mit Vorsicht zu benutzen, und man muß durchaus der Kritik, welche TH. FUCHS[332]) daran geübt hat, recht geben; denn „NATTERER war ein ausgezeichneter Chemiker, aber geologisch und ozeanographisch nicht genügend vorgebildet" (KRÜMMEL). Diesem Übelstand ist aber durch die Bearbeitung eines Teiles der von der „Pola" geloteten Grundproben durch JAN DE WINDT & FR. BERWERTH[333]) in gewissem Grade abgeholfen. Die tieferen Teile des ganzen großen Gebietes zwischen Sizilien und Syrien bis in das Ägäische Meer hinein, aber mit Ausnahme des ägyptisch-palästinensischen Winkels werden von Kalkschlick eingenommen. Sein Gehalt an $CaCO_3$ ist von einer gewissen Beständigkeit, indem das Mittel 60—62 % beträgt, mit einer Abweichung von 20 % darüber und darunter. Unter den biogenen, kalkschaligen Komponenten sind auch hier die Pteropoden charakteristisch, so daß DE WINDT & BERWERTH bei manchen Proben von der „Tendenz" sprechen, in Pteropodensedimente überzugehen. Doch ist der Erhaltungszustand der Schalen ein sehr verschieden guter. Während aus manchen, aus nur 200 m Tiefe herrührenden Proben die Pteropodenschalen ganz verschwunden sind, wobei lediglich ein innerer Abdruck zurückblieb, sind die Schalen in anderen, und zwar aus 1750 m kommenden Proben so gut wie am ersten Tage erhalten. Da die letzterwähnten Proben Pteropodenschalen sehr reichlich enthalten, scheinen dieselben hier recht rasch sedimentiert zu werden, und die genannten Autoren mögen im Recht sein, wenn sie der relativen Schnelligkeit, mit welcher die Sedimentation an den einzelnen Orten vor sich geht, bezw. der Zeit, welche die Schalen der lösenden Einwirkung des Meerwassers ausgesetzt sind, eine Bedeutung für die Erhaltungsweise dieser Organismenreste zuschreiben. Neben diesen fehlt es nicht an Foraminiferen, Diatomeen und Spongiennadeln, wie schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts der Engländer WILLIAMSON[334]) feststellte, noch endlich auch an kieseligen Radiolariengerüsten.

Sowohl DE WINDT & BERWERTH, wie auch BÖGGILD haben sich mit den Ursachen beschäftigt, welche den Kalkgehalt dieser Sedimente regeln. Wir werden später noch eingehender zu erörtern haben, daß in den offenen Ozeanen der Kalkgehalt der Tiefseesedimente in der Hauptsache von der Tiefe abhängt. Diese schon vor längerer Zeit von J. MURRAY geäußerte und neuerdings besonders durch die lichtvollen Ausführungen von E. PHILIPPI sichergestellte Tatsache läßt sich aber in der Tat für das Mittelmeer nicht konstatieren, wo vielmehr nur die Schnelligkeit des

Absatzes, die Küstenentfernung, das Vorhandensein oder Fehlen einmündender, großer Ströme (Nil! — vergl. noch weiter unten) und endlich das Organismenleben als bedingende Faktoren in Frage zu kommen scheinen. Damit ist aber natürlich die MURRAYsche Theorie für den offenen Ozean keineswegs abgetan; denn wie immer, so muß auch hierbei im Auge behalten werden, daß die ganzen ozeanographischen Verhältnisse der Wasserzirkulation, der Temperaturen und damit auch des Gasgehaltes der Tiefenwässer usw. bei den Mittelmeeren durchaus von denen des offenen Ozeans verschiedene sind, zumal, wenn der Abschluß gegen denselben ein relativ so vollkommener ist, wie bei dem Romanischen Mittelmeer.

BÖGGILD fand in mehr als der Hälfte der von ihm untersuchten Proben geringe Mengen von Glaukonit, und zwar meistens von der Korngröße 0,05—0,5 mm, doch war in den Tiefen unterhalb 1000 m nur wenig davon zu erkennen. Wenn BÖGGILD die geringen Mengen von Pyrit, die er neben dem Glaukonit in Proben des Mittelmeeres hier und da nachweisen konnte, für allochthon hält, so besteht in der Tat eine gewisse Schwierigkeit, die gleichzeitige Bildung dieser beiden Mineralien zu erklären, darin, daß für die Bildung des Glaukonits oxydierende, für die des Pyrits jedoch reduzierende Vorgänge erforderlich scheinen. Doch sollte hierbei schon das nicht seltene fossile Zusammenvorkommen beider Mineralien zu denken geben und vielleicht die Annahme nahe legen, daß die Glaukonitausscheidung mehr unter dem direkten Einfluß des über den Meeresboden streichenden Meerwassers, die Pyritbildung jedoch unter dem des gewiß sauerstoffärmeren, marinen „Grundwassers" stattfindet. Dafür würde die auch von BÖGGILD festgestellte, lange bekannte Tatsache sprechen, daß dem an Sauerstoff armen Tiefenwasser des Schwarzen Meeres der Glaukonit völlig fehlt. Nur in geringer Menge sind Manganabscheidungen in den Ablagerungen des Mittelmeeres anzutreffen.

Die allochthone minerogene Komponente besteht aus bald feineren, bald gröberen Teilchen, unter denen der Quarz für sich allein 90—95 % ausmacht. Nach DE WINDT & BERWERTH tritt er meist in abgerundeten Körnern, seltener mit eckigen Formen, aber stets ohne deutliche kristallographische Umrisse auf, und zwar in allen Größen, bis zum beobachteten Maximum von 280 $\mu$. Da dieselben auch in den zentralen Teilen des Mittelmeeres reichlich auftreten, dürfen sie wohl als äolisch herbeigeführte Komponenten betrachtet werden, wobei auf früher über Staubfälle Gesagtes zurückverwiesen sei. Nach TH. FUCHS stimmen diese Quarzteilchen in der Tat äußerlich vollkommen mit denjenigen überein, die den größten Teil des Löß bilden, doch sollte man u. E. den Ausdruck „Tiefseelöß", den man nach diesem Autor den meisten Grundschlammproben aus dem Mittelmeer beilegen könnte, lieber vermeiden. Die meisten der übrigen, ziemlich gleichförmig, aber in viel kleineren Mengen den Grundproben beigemengten Mineralien scheinen auf die Zerstörung kristalliner Schiefer hinzuweisen. Daneben

werden jungvulkanische Gläser und Bimssteine, im griechischen Archipel auch Marmorbruchstüche leicht erkannt. Der relativ große Reichtum an diesen allochthonen Mineralkomponenten zeigt am besten, daß die Kalkschlicke des Mittelmeeres nicht den eupelagischen, sondern den hemipelagischen Ablagerungen zuzurechnen sind. Der Geologe, resp. Paläogeograph wird aber gerade hieraus lernen, daß in von großen Landmassen umschlossenen Mittelmeeren bei den geringen Küstenentfernungen und den vielfachen Möglichkeiten der Zufuhr allochthonklastischer Komponenten, sowie bei den durch Wasserzirkulation und -Temperatur abgewandelten biologischen Verhältnissen selbst in großen Tiefen, — die im Romanischen Mittelmeer mehrfach unter 4000 m hinabreichen — Sedimente entstehen, denen man im fossilen Zustande nicht leicht geneigt sein würde eine solche Tiefe zuzuerteilen. Und zweifellos ist eine Revision eines Teiles der fossilen Geosynklinalsedimente nach diesen Gesichtspunkten erforderlich.

Die „Pola“ dredschte im Gebiete des Kalkschlickes zwischen der Insel Cerigo und Kreta, zwischen Kreta und dem Festlande von Afrika, sowie an mehreren Stellen des Ägäischen Meeres, hauptsächlich an solchen, die man als Verengungen des Meeres bezeichnen kann, in Tiefen von 327 bis 3310 m, feste Kalkkrusten, welche bis nahezu 50% mehr an kohlensaurem Kalk enthalten, als der umgebende Schlick; sie erinnern an die beschriebenen Bildungen des Pourtalès-Plateaus und wurden von NATTERER als „Steinkrusten“ oder „Krustensteine“ beschrieben. TH. FUCHS[335]) hat mit Recht darauf hingewiesen, daß der Ausdruck „Konkretionen“ hierauf nicht eigentlich anwendbar ist, da diese bekanntlich im Innern des Sedimentes von einem Punkte oder einem Zentralkörper aus zentrifugal anwachsen. Im Gegensatz hierzu ist die Erhärtung des Schlammes zu den „Steinkrusten“ offenbar vom Meeresboden aus nach unten zu erfolgt, so daß man geneigt sein könnte, an eine Verlangsamung der Sedimentation infolge der Einwirkung von Strömungen oder dergl. zu denken. Dafür spricht auch die häufige Bewachsung der Steinkrusten mit Serpularöhren, Hydroidpolypen oder anderen festsitzenden Tieren. Nach TH. FUCHS lassen sich im allgemeinen zwei Grundtypen dieser Krusten unterscheiden; der eine zeigt ebenflächige Form, und es handelt sich hierin offenbar um Scherben oder Bruchstücke von größeren Platten; ihre Dicke beträgt etwa 6 cm. Der andere Typus zeigt schlackiges Aussehen und eine Dicke von 15 cm und darüber. Diese schlackigen Formen, die man aus der Entfernung leicht für ausgeworfene Fetzen schlackiger Lava halten könnte, sind stets nach allen Richtungen von unregelmäßig darmförmig gewundenen Röhren durchzogen, deren Lumen von dem Durchmesser einer Gänsefederspule bis zu dem eines Fingers schwankt, und welche allem Anschein nach von Würmern oder anderen röhrenbewohnenden Tieren (Cerianthus, einer

im Sedimente lebenden, skelettlosen Anthozoe, oder dergl.) herrühren. Die Oberfläche dieser schlackigen Körper ist hart, von Eisen- und Manganhydroxyden überzogen und daher von kaffeebrauner bis schwärzlicher Farbe, bisweilen wie lackiert und von unregelmäßig körniger bis krümeliger Beschaffenheit. Letztere rührt offenbar von den zahlreichen beigemengten Foraminiferen und Pteropoden her, die hier, wie im unverfestigten Kalkschlick einen Hauptbestandteil bilden. Die harte Rinde, welche sich übrigens auch in die oben erwähnten Röhren, soweit sie nicht mit Kalkschlick erfüllt sind, hineinzieht, ist nur einige Millimeter bis 1 cm dick und auch nur auf der Oberfläche dunkel gefärbt, im Inneren aber hell. Darunter geht das Gestein in eine lichte, halbharte, stark abfärbende Masse über, die, ursprünglich offenbar ein halbfester Schlamm, durch Bildung zahlreicher Trockenrisse an der Luft eine bedeutende Einschrumpfung erfährt. Der Beschreibung dieser Krustensteine mag hinzugefügt werden, daß die „Pola“ westlich von Alexandrien, in der Nähe der afrikanischen Küste in einer Tiefe von 2392 m, merkwürdige, wurmähnliche, von feineren Kalkfäden umsponnene Kalkzylinder dredschte, welche von TH. FUCHS als „Cylindrites-ähnliche Körper“ beschrieben und mit den ebenfalls noch problematischen, fossilen Gyrolithen und anderen fraglichen Gebilden aus Flyschsedimenten verglichen wurden. Vielleicht liegt nach diesem Autor der sehr merkwürdige Fall einer Symbiose vor, die im Begriff steht, fossilisiert zu werden. Denn stellt man sich mit FUCHS eine im Schlick gegrabene, mit einer weichen Haut ausgekleidete Wohnröhre, etwa von Cerianthus, vor, ferner daß sich in jener Haut Kolonien von Phoronis ansiedeln, — wie es HASWELL von Phoronis australis beschrieben hat, — und stellt man sich weiterhin vor, daß auf dem Wege der gewöhnlichen Steinkernbildung ein Abguß dieses ganzen Kanalsystems entstände, so müßten in der Tat solche Cylindrites-ähnliche Körper resultieren, und wir hätten vielleicht in den soeben beschriebenen, schlackigen Steinkrusten, deren gewundene Röhren in ihrer Wandung häufig eine eigentümliche Skulptur von feinen, unregelmäßig geschlängelten und wie durcheinander geflochtenen Furchen oder Rinnen zeigen, gleichsam ein vorletztes Stadium des Bildungsprozesses dieser rezenten Cylindriten vor uns.

Vor dem Nildelta und von dorther dem Meeresstrom nach Norden und Nordosten ziemlich weit längs der syrischen Küste folgend liegt feiner, hauptsächlich aus Niltrübe niedergeschlagener Schlick mit nur 5 bis 15 % Kalk, anscheinend eine dem Mississippischlick des Mexikanischen Golfes sehr ähnliche Bildung.

### 3. Die Sedimente des Roten Meeres

Auch der Boden des Roten Meeres ist im Wesentlichen von einem hellgelben bis grauen, auch wohl dunkelbraunen Kalkschlick von geringerer

oder größerer Zähigkeit bedeckt. Der Anteil an kohlensaurem Kalk erhebt sich in seinem südlichen Abschnitte sogar bis zu 92 %; daneben findet sich auch $MgCO_3$, während Phosphorsäure nur in Spuren vorkommt. Für die tiefe Rinne südlich der Breite Suakins fand K. NATTERER ein Verhältnis von $MgCO_3 : CaCO_3$ wie 12 : 100. Die auch hier vertretenen Steinkrusten zeigen noch Anreicherungen der Magnesia über dieses Verhältnis hinaus, so daß sich hierin eine ähnliche Dolomitisierung zu vollziehen scheint, wie wir sie in einem früheren Abschnitte (bei Besprechung der detritogenen Kalkablagerungen gewisser Schelfbänke) bereits genauer kennen lernten. Neben dem Eisenreichtum dieser Bodenverhärtungen, der bis zu 21 % Eisenoxyd gehen kann, sei beiläufig auf das angebliche Auftreten geringer Mengen von Edel-, bezw. Schwermetallen aufmerksam gemacht; NATTERER wollte, in Promille ausgedrückt, gefunden haben: Gold 0,001 bis 0,005, Kupfer 0,027 bis 0,040, Nickel 0,040 bis 0,047 (?).

## E. Die Sedimente des Schwarzen Meeres

Völlig abweichend von den drei im vorigen besprochenen Mittelmeeren verhält sich das Schwarze Meer. Seine Gewässer sind bekanntlich durch Schwellen derart gegen die Tiefenwässer des Mittelländischen Meeres, — gegenüber dem das Schwarze Meer gleichsam ein Mittelmeer zweiter Ordnung darstellt, — abgesperrt, daß sie unterhalb von 230 m nicht genügend ventiliert werden und daher an Sauerstoff arm, dafür aber mit Schwefelwasserstoff erfüllt sind[336]). Diese Tatsache bedingt nicht allein eine große Armut des Tiefenbeckens an Organismen, von denen nur Bakterien zu nennen wären, sondern auch eine sehr eigenartige Sedimentation. Die ungenügende Ventilation der Tiefen des Schwarzen Meeres ist eine Folge der klimatischen Verschiedenheiten des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres. Dieses bekommt einerseits einen größeren Zufluß an Süßwasser, anderseits aber ist die Verdampfung aus demselben geringer als aus dem Mittelmeer. Daher die beiden Ausgleichsströmungen im Bosporus und in den Dardanellen, eine oberflächliche süßere, gegen das Mittelmeer gerichtete und eine untere, die dem Schwarzen Meere schweres, salzreicheres Mittelmeerwasser zuführt. Daher auch die Beschränkung der Vertikalzirkulation im Schwarzen Meere und die Stagnation der Tiefen: denn die untere, salzreiche Schicht hat ein so hohes spezifisches Gewicht erhalten, daß niedersteigende, kühlere oder durch Verdunstung salziger gewordene Wasserteile in ihrer Bewegung bald gehemmt werden.

Als durch den in Band I besprochenen Niederbruch des noch zu Beginn der Quartärzeit Kleinasien und die Balkanhalbinsel verbindenden Ägäischen Kontinentes die Gewässer des Mittelmeeres durch die Erosionsfurchen

eines Flusses, die jetzt zu den Dardanellen und zum Bosporus umgewandelt sind, mit dem jetzigen Schwarzen Meer in Verbindung traten, konnten nur euryhaline Tiere vom Mittelmeer her das neu eröffnete Gebiet besiedeln. Es fehlen daher im Schwarzen Meere die Korallen, Siphonophoren, Echiniden, Pteropoden und Cephalopoden. Eine einzige Ctenophore, eine kleine Holothurie und drei kleine Ophiuriden finden sich. Was die Temperatur anbetrifft, so mußten die einwandernden Formen eury- und oligotherm sein. Recht auffallend und in der zoogeographischen Literatur oft erwähnt ist das Vorkommen der Phocaena communis. An den Einmündungen der südrussischen Flüsse, in den früher besprochenen Limanen, findet sich noch heute eine „Reliktenfauna“ aus jener Zeit, in welcher das Schwarze Meer noch gegen das Mittelmeer abgeschlossen war und sich im Stadium des heutigen Kaspischen „Meeres“ befand; eine ganze Anzahl von Formen dieser Fauna sind mit kaspischen identisch, andere vikariierend. Beachtenswert ist auch das Vorkommen von mit Lithothamnien überwachsenen, großen Mytilusschalen vor dem Donaudelta.

Recht wenig ist in der vorliegenden Literatur über die Sedimente des flacheren Wassers im Schwarzen Meere enthalten. Einiges davon — z. B. über die Sedimente der Limane und die Bryozoenbildungen in der Umgebung der Krim — wurde bereits früher mitgeteilt. Nach der älteren, von TH. FUCHS [337]) wiedergegebenen Angabe des Zoologen WIDHALM in Odessa fand sich bereits gelegentlich der Legung eines Kabels zwischen Odessa und Poti (nördlich von Batum an der Ostküste des Schwarzen Meeres gelegen) an einer Stelle zwischen 12 und 20 Faden Tiefe ein stinkender, vollständig von einer Bulla erfüllter Schlamm, und bei Farschangut in der westlichen Krim war der Schlammboden in einer Tiefe von 48 Faden auf eine Erstreckung von 10—15 Werst vollständig mit einer Schicht von kleinen, papierdünnen Modiola-Arten bedeckt. FUCHS sah in diesen Sedimenten rezente Analoga zu dem massenhaften Vorkommen von Bulla Lajonkaireana und Modiola marginata in den sarmatischen Tegelablagerungen, wie solche sich nicht nur im südrussischen, sondern noch in den steirischen Neogenablagerungen finden.

Die meisten übrigen Angaben über die Bodenbedeckung des Schwarzen Meeres verdanken wir den Darstellungen von N. ANDRUSSOW [338]) und J. MURRAY [339]). Gröbere, sandige Sedimente bilden vielfach nur einen schmalen Gürtel, abgesehen von dem flachen, nordwestlichen Teile, dessen Boden sie weithin bedecken. Hier finden sich in dunklem Schlamm zahlreiche agglutinierende Bodenforaminiferen neben wenigen pelagischen Diatomeen. Im übrigen ist gerade über diese Flachseesedimente, wie gesagt, verhältnismäßig wenig bekannt geworden.

Die sandigen Sedimente des Flachwassers werden mit zunehmender Tiefe von einem klebrigen, frisch blaugrauen, getrocknet aber grauen

Schlamm abgelöst, dessen Oberschicht hier und da durch Oxydation der beigemengten Eisenverbindungen rötlich gefärbt ist. Dieser Schlamm ist es, der schon so frühzeitig durch seinen bereits erwähnten Reichtum an zerbrechlichen Modiolaschalen auffiel. Die betreffende Art, Modiola phaseolina, ist eine der gewöhnlicheren Muscheln an den Küsten Englands, findet sich auch im Mittelmeer und fällt selbst im Marmara-Meer noch nicht durch besondere Häufigkeit auf, um dann aber im Schwarzen Meer, zwischen 35 und 100 Faden (= 64 und 183 m) einen enormen Reichtum an Individuen zu entfalten. Daneben finden sich Cardium fasciatum, Mactra triangula, Scrobicularia alba, Cerithium pusillum, Trophon breviatum, einige Ascidien, kleine Ophiuren, eine kleine Synapta, Anneliden mit Schlammröhren, Cerianthus vestitus usw.. Zuweilen finden sich Eisen-Mangankonkretionen in und um die Modiolaschalen. Der Schlamm enthält nur sehr wenig Sandkörner. Unter den mikroskopischen Organismen sind Ostracoden und seltene kleine Foraminiferen (Rosalina, Lagena, Entosolenia) zu nennen. Diatomeen sind sehr selten, dagegen Spongiennadeln mäßig häufig. Solcher Modiolaschlamm bildet zwischen 30 bis über 100 Faden einen ringsum geschlossenen Gürtel im Schwarzen Meere.

Schon unterhalb dieses Gürtels von Modiolaschlamm beginnt sodann nach N. ANDRUSSOW die Region des Schwefelwasserstoffs, welcher nach ZÉLINSKI und BROUSSILOVSKY durch das Bacterium hydrosulfuricum ponticum auf Kosten der im Wasser gelösten Sulfate und verwesender organischer Substanzen erzeugt wird. In den höchsten Lagen der Schwefelwasserstoffregion, welche bis in die größten Tiefen des Schwarzen Meeres hinabreicht, etwa zwischen 180 und 230 m, ist das Reich der Sulfobakterien. Hier liegt die Grenze, bis zu welcher der für das Leben dieser notwendige Luftsauerstoff in die Tiefe einzudringen vermag. Nach den Feststellungen von LEBEDINTZEFF betrug auf der Station 33 des „Sapogoretz" auf 100 Liter Wasser bei 0° und 760 mm Druck der Gehalt an $H_2S$

in 182 m : 33 ccm;
„ 365 „ : 222 „ ;
„ 1737 „ : 555 „ ;
„ 2166 „ : 655 „ .

Die organischen Substanzen, deren Verwesung maßgebend für die Erzeugung des lebensfeindlichen $H_2S$ der Tiefen des Pontus ist, waren zunächst, nach Herstellung der Verbindung mit den Gewässern des Mittelmeeres, wohl in der Hauptsache die hierdurch zum Absterben gebrachten Organismen des brackischen Pontus-Sees. Immerhin könnte die Masse dieser organischen Substanz allein nicht die dauernde Vergiftung eines so großen Wasserbeckens hervorgerufen haben, wenn nicht noch heute weitere Quellen reichliches organisches Material ständig der Verwesung überlieferten. Nicht nur bringen die Flüsse viel vegetabilischen Detritus

in das Meer, der hier, wie die Untersuchung der Schlammproben zeigt, bis in große Tiefen gelangen kann, sondern auch der Wind trägt dazu bei, indem er Coniferenpollen weithin verträgt, der sich daher überall dem Schlamm beigemengt findet. Sodann aber sind die oberen Wasserschichten des Schwarzen Meeres selbst der Schauplatz eines nicht unbeträchtlichen planktonischen Lebens. Das nur bis etwa 180 m Tiefe hinabreichende Plankton besteht aus Diatomeen, Peridineen, Noctilucen, Tintinnoiden, kleinen Rippenquallen, Aurelien, Appendicularien, Copepoden, Sagitten usw.. Reste dieses Planktons finden sich nun tatsächlich im Bodenschlamm, so Diatomeen (wie Coscinodiscus, Chaetoceras, Rhizosolenia, Hemiaulus, Asterolampra usw.), ferner Dictyocha und Mesocena, Xanthidien, Schalen von Codonella ventricosa Clop. & Lachm., dazu embryonale Schalen von Bivalven, Mandibeln von Sagitta, sowie Syngnathus-Knochen. Das Plankton unterliegt aber am Boden der Tiefsee des Schwarzen Meeres in der Totalmasse der Fäulnis, da eben ein für die Stoffwechselverhältnisse des offenen Ozeanes so bedeutsamer Faktor hier vollkommen fehlt, nämlich die Zehrung durch die Tiefseetiere. Diese Zehrung ist im Ozean, wie wir noch gelegentlich am Beispiel der Coccolithophoriden sehen werden, eine außerordentlich bedeutende. So führt, wie ANDRUSSOW gesagt hat, die Natur in den Tiefseegewässern des Schwarzen Meeres gleichsam im Großen ein Experiment aus, in welchem durch Ausschluß gewisser Faktoren (Leben und genügende Oxydation der Tiefen) Prozesse zum Vorwiegen kommen, welche im offenen Meere — z. B. in den unteren Lagen der Blauschlicke — auch stattfinden, hier aber doch im allgemeinen durch andere Vorgänge maskiert werden.

Durch den abnormen Gehalt der Tiefenwässer des Schwarzen Meeres an $H_2S$ erklärt sich nicht nur der Reichtum der Sedimente des Tiefenbeckens an Einfachschwefeleisen, welches bis fast auf die Hälfte des ganzen Bodensatzes steigen kann, sondern auch die Ausscheidung von Carbonaten, auf welche wir noch weiter unten zurückkommen werden.

Die Steilabfälle zum Tiefenbecken nimmt ein steifer, zäher, hellgrauer, in der obersten Schicht schwarzer Schlick ein; er beherrscht die Tiefen etwa zwischen 550 und 1300 m. Dieser Schlick verdankt seine schwarze Farbe dem reichlich beigemengten Einfachschwefeleisen, bezw. Eisensulfidhydrat, welches sich jedoch an der Luft fast momentan durch Oxydation verändert, wodurch die schwarze Farbe des Sedimentes in eine graue umschlägt. Das Sulfid tritt entweder in der Form kleiner isolierter Kügelchen, als Imprägnation der reichlich vorhandenen Quarzkörner oder auch als Füllung von Diatomeenkapseln auf. Solche sind bemerkenswerterweise neben den Schälchen junger, pelagischer Bivalven die einzigsten Zeugen einer Lebewelt. Daneben enthält der Schlamm zwischen 182 bis etwa 1000 m (besonders reichlich zwischen 400 und 800 m) nur noch subfossile Schalen von Dreissensia und anderen,

z. T. noch jetzt im Kaspischen Meere bei niedrigerem Salzgehalte lebenden Mollusken, welche darauf hinweisen, daß das Schwarze Meer in einer noch nicht allzuweit entfernten Zeit einen großen Brackwassersee darstellte und erst unlängst unter die Herrschaft der jetzigen, ungünstigen Lebensbedingungen geraten ist. Das Vorkommen dieser pliozänen Formen am Boden des Schwarzen Meeres ist immerhin von solch' allgemeinem Interesse und für die Geschichte desselben von so ausschlaggebender Bedeutung, daß wir nähere Angaben machen wollen. Nach der Mitteilung ANDRUSSOWS von 1897 handelt es sich um Anhäufungen folgender Molluskenarten: Dreissensia polymorpha Pall., Dr. rostriformis Desh. var. distincta, Dr. tschaudae var. pontica, Dr. crassa, Monodacna pontica Eichw., Didacna sp., Micromelania caspia Eichw., Clessinia sp., Neritina sp.. In den betreffenden Tiefen des Schwarzen Meeres herrscht jetzt ein Salzgehalt von 2,1—2,2 %, während diese Formengemeinschaft im Kaspischen Meer heute bei höchstens 1,5 % Salzgehalt lebt. Die Schalen, welche für die Tiefe, in welcher sie heute im subfossilen Zustande gefunden werden, viel zu dickschalig sind, sind z. T. völlig unbeschädigt, und es fehlen unter ihnen auch jegliche typische Flachwasserformen der heutigen Schwarze Meer-Fauna. Das Vorkommen ist vielmehr ein Beweis für die positive Strandverschiebung, welche die Entstehung der Limane, die sich vom Asow'schen Meere her längs der Nord- und Westküste des Schwarzen Meeres bis zum Bosporus hinziehen, durch „Ertränkung“ von Flußmündungen herbeiführte und welche auch für die Umwandlung der als Flußtal angelegten jetzigen Meerengen der Dardanellen und des Bosporus in solche verantwortlich zu machen ist. Die Zone, in welcher die subfossilen Schalen angetroffen werden, umschließt ringförmig die größten Tiefen des Schwarzen Meeres und verläuft dementsprechend (in gar nicht weiter Entfernung von etwa 10—20 km) parallel zum kleinasiatischen und kaukasischen Ufer, während sie in dem seichteren, nordwestlichen Teile des Schwarzen Meeres über 200 km vom Ufer entfernt liegt. Welches Ausmaß die positive Niveauschwankung, welche diese Vorkommnisse anzeigen, erreichte, ist hieraus allein nicht mit Sicherheit zu folgern. Denn diese subfossilen Reste von Brackwassermollusken findet man bei den Dredschungen auf dem Schelf in der Regel nicht. Hier hat vielmehr die rasche Anhäufung der lockeren Aufschüttungen und die üppige Entwicklung junger Muschelbänke jene Reste, wenn sie überhaupt vorhanden waren — was N. SOKOLOW z. B. zweifelhaft erschien —, ganz offenbar mit einer genügend dicken Schicht überdeckt, um sie dadurch der Dredsche zu entziehen. Nur gegenüber dem Bosporus, wo ein heftiger Ausgleichsstrom den Boden fegt und Sedimentation nicht zuläßt, fanden sich einige Arten, Dreissensia polymorpha Pall. et var. crassa Andrussow, Dr. rostriformis, Bruchstücke großer Cardiiden von kaspischem Typus,

sowie Neritina sp.. Auch am Boden des Bosporus selbst und des Marmara-Meeres sind durch OSTROUMOW, bezw. die Expedition des „Selanik“ Exemplare der Dreissensia rostriformis gefunden worden, was natürlich für die viel umstrittene Entwicklungsgeschichte dieser an der Grenze Europas und Asiens gelegenen Region von großer Bedeutung ist[340]). Dreissensia rostriformis und Micromelania (Hydrobia) caspia, welche im Kaspischen Meer von den genannten Molluskenarten am tiefsten (bis 130, bezw. 150 Faden) vorkommen, finden sich übrigens auch im Schwarzen Meere in den größten der erwähnten Tiefen.

Auf den Steilabfällen zum Tiefenbecken des Schwarzen Meeres, welche den vorher erwähnten, schwarzen Schlick tragen, bringen die Dredschungen hin und wieder blaugefärbten Schlamm zutage, welcher zuweilen nagelförmige Konkretionen von $FeS_2$ enthält, wohl in der Form des Pyrits. Offenbar handelt es sich darin um diagenetische Zusammenballungen des vorher feinverteilten Eisensulfids, und somit um das letzte Glied der früher erörterten Dossschen Umwandlungsreihe Eisensulfidhydratgel, Melnikowitgel, Melnikowit, Pyrit.

Das zentrale Tiefenbecken des Schwarzen Meeres selbst wird von einem blauen Schlick erfüllt, welcher sehr reich an den Kapseln pelagischer Diatomeen ist. Einfachschwefeleisen ist auch hier vorhanden, aber in geringerer Menge, und mehr oder weniger maskiert von helleren Kügelchen oder Klümpchen, die sich bei näherer Untersuchung als Zusammenballungen eines weißen Pulvers von kohlensaurem Kalk erweisen; ANDRUSSOW und J. MURRAY betrachteten dieselben als das Produkt eines chemischen Niederschlages: Schon LEBEDINTZEFF hatte von 365 m Tiefe an das Vorhandensein freier Sulfide der Alkalien und alkalischen Erden im Wasser des Schwarzen Meeres nachgewiesen, auch gefunden, daß die Menge derselben nach der Tiefe zunehme. Diese Sulfide sind aber, zumal in verdünnten Lösungen, sehr unbeständig und setzen sich mit freier oder nur locker gebundener Kohlensäure nach der Formel:

$$RS + CO_2 + H_2O = RCO_3 + H_2S$$

um. $CO_2$ in statu nascendi findet sich aber am Boden des Schwarzen Meeres in Menge, zumal unter den verwesenden Resten sich manche zellulosehaltige, wie pflanzlicher Detritus, Coniferenpollen, Diatomeen, befinden. Der auf diese Weise niedergeschlagene kohlensaure Kalk bildet in andern Fällen im blauen Schlamm dünne Schichtchen von einem sehr entschiedenen Weiß.

Im ganzen genommen sind die Sedimente des Schwarzen Meeres ärmer an Kalk als die des östlichen Mittelmeeres; im tiefsten Teile von mehr als 2100 m sind es meistens sogar nur 13—18%; zwei Gebiete zeigen mehr als 30% $CaCO_3$ in den Bodenablagerungen, ein kleines im

östlichen Becken zwischen 36° und 39° ö. L., ein größeres im Westen zwischen der Krim und dem Bosporus, aber in die nördliche Flachsee hinübergreifend. Der höchste Prozentsatz von 65 % wurde ganz im SW in 2166 m Tiefe beobachtet. Manganabscheidungen sind im Schwarzen Meere, wenn wir vom Modiolaschlamm absehen, im allgemeinen unbedeutend und in den größeren Tiefen überhaupt nicht nachzuweisen.

### Schlußbemerkungen über hemipelagische Ablagerungen

Hätten wir damit die Haupttypen der hemipelagischen Ablagerungen, welche im allgemeinen durch ihr feines Korn ausgezeichnet sind, besprochen, so muß doch hinzugefügt werden, daß durch allerlei gewaltsame Prozesse außer den oft umfangreichen vulkanischen Auswürflingen auch andere, gröbere Bestandteile nicht selten hineingelangen. Die steileren Teile der Schelfränder können durch stetige Unterwaschung, wie sie austretendes Grundwasser bewirkt, ihren Halt verlieren und durch submarine Rutschungen wieder zu stabileren Böschungen zurückgeführt werden. Daß gerade austretendes Grundwasser als Ursache solcher Prozesse mit in Frage kommt, geht wohl zur Genüge aus dem Zusammenfallen periodisch wiederholter Kabelbrüche an den ostafrikanischen und südamerikanischen Küsten mit der Regenzeit hervor, die erst aufhörten, als man die Kabel anders legte. Auch die ständige Aufschüttung von Sediment, z. B. vor Delten, dürfte vielfach zu übersteilen Böschungen führen, welche sich ausgleichen, wenn irgend ein äußerer Anstoß erfolgt. Die Auslösung solcher Böschungsbewegungen könnte z. B. im Gefolge von Erdstößen eintreten, vermochte doch J. MILNE[341]) in 87 von 245 Fällen von Kabelbrüchen, deren Ursachen er nachging, ein Zusammenfallen mit starken Erdbeben festzustellen. Wie außerordentlich leicht aber von Wasser durchtränkte, steile Schuttkegel ins Gleiten geraten, hat J. THOULET experimentell an künstlichen Böschungen zeigen können. Durch tektonische Bewegungen, bezw. Erdbeben ausgelöste, untermeerische Bergstürze oder Abrutschungen von den kontinentalen Abböschungen des Atakama- und Japan-Grabens sind es auch, welche mehrfach die verheerenden Stoßwellen (Tsunamis) verursacht haben, deren Wirkung bisweilen im ganzen Umkreis des Pazifischen Ozeans gespürt wurde, Erscheinungen, welche indessen auch, obgleich seltener, durch submarine Vulkanausbrüche entstehen mögen. Einerlei aber, wie solche Böschungsbewegungen entstehen oder ausgelöst werden, immer gelangt in geringeren Tiefen und in größerer Landnähe gebildetes und vielfach gröberes Material in größere Tiefen und größere Küstenentfernung und schichtet sich entweder in toto den normalen Ablagerungen des tieferen Wassers über oder mengt sich als allochthone Komponente den dort sich bildenden Sedimenten bei. Wahrscheinlich sind, worauf ERICH

HORN die Aufmerksamkeit lenkte, die eigenartigen Sedimentationsverhältnisse der westpazifischen Gräben, welche z. T., wie der Riukiu- und der Philippinengraben, in den größten Tiefen Blauschlicke tragen, hierdurch wesentlich beeinflußt. Als Beispiel dafür, daß die durch solche Rutschungen oft weither verfrachteten, gröberen Detritusmassen unter Umständen im scharfen Gegensatz zu der zartschaligen Fauna des endgültigen Akkumulationsgebietes stehen können, führte FR. X. SCHAFFER[342]) Dredschungen des „Travailleur“ an, welcher an der portugiesisch-spanischen Küste in Tiefen zwischen 500 und 900 m grobe Detritusmassen in Gesellschaft einer ausgesprochenen Tiefenfauna nachwies. Durch solche „subaquatische Rutschungen“ wird aber gleichzeitig, worauf besonders ARNOLD HEIM[343]) aufmerksam machte, die regelmäßige Sedimentation unterbrochen und im Abrutschgebiet durch Entfernung bereits gebildeten Sedimentes „unterzählige“, im Akkumulationsgebiet aber „überzählige Schichtung“ erzeugt. Das wird zwar an den Ablagerungen des Meeres nur sehr schwierig zu erkennen sein — die grundlegenden Beobachtungen, von denen jener Autor ausging, wurden in Schweizer Seen angestellt —, aber der Geologe hat alle Ursache, die Möglichkeit solcher abnormen Schichtungsverhältnisse in fossilen Hemipelagischen Ablagerungen im Auge zu behalten. Außerdem aber muß auch durch solche Prozesse die ursprünglich annähernd horizontale Schichtung durch Zusammenstauchungen Schaden leiden, wofür wir bisher indessen auch nur durch ARN. HEIM, O. M. REIS, F. F. HAHN u. A. bekannt gemachte, fossile Beispiele anführen könnten[344]).

Die Hemipelagischen Ablagerungen sind aber auch reich an echten glazialen Geschieben. So ist die Bodenflur des Europäischen Nordmeeres, welches im Norden und Westen so reich an Treibeis ist, mit solchen Geschieben bestreut, und die Norwegische Nordmeerexpedition erhielt nicht nur in den Lotröhren sehr häufig 10—12 g schwere, kleinere Geschiebe, sondern bei ihren Dredschungen auch größere Blöcke. Sie bestanden aus Massengesteinen, Kristallinen Schiefern, aus Kalksteinen, Marmor (ein Block wog einmal 80 kg); auch Steinkohlen von der Bäreninsel wurden gefunden; Kritzen und Schliff-Flächen kennzeichnen diese Blöcke als Glazialgeschiebe. Am Südrande des Neuenglandschelfes in 38° 34′ N. dredschte die „Challenger“-Expedition in 2270 m eine Menge gröberen Schotters aus 6 bis 7 cm Durchmesser habenden Brocken meistens von Kristallinen Schiefern und Kalken. Aus ähnlichen Schottern kam in 41° 14′ N. aus 2450 m ein 5 Zentner schwerer Syenitblock herauf. Nach AL. AGASSIZ sind solche Schotter noch weit nach Südwesten hin am Schelfrande den amerikanischen Zoologen darum sehr bekannt, da die Steine zahlreichen, sessilen Tieren feste Haftpunkte gewähren, die sie im umgebenden, weichen Schlick sonst nur auf den selteneren Konkretionen finden könnten.

## γ) Eupelagische Ablagerungen

### Einleitendes über die Komponenten der Eupelagischen Ablagerungen und insbesondere über das Absinken der Planktonskelette

Je weiter man sich von den Rändern der Kontinentalschelfe entfernt und damit mehr und mehr in das Bereich der eigentlichen Tiefsee gelangt, desto spärlicher werden in den Sedimenten vom Festlande abstammende, klastische Komponenten gefunden und desto geringer ist deren Korngröße. Doch dürfte mit Krümmel angenommen werden können, daß feinster „Ton" in einer Art kolloidaler Verteilung mit den Meeresströmungen überall hin, auch in die landfernsten Teile der Ozeane, gelangen kann, und zwar desto weiter, je niedriger die Temperatur und je höher das spezifische Gewicht des Wassers ist. Man wird daher auch in den tiefsten Wasserschichten, die mit zunehmender Tiefe wegen des steigenden Druckes auch immer dichter werden, solche kolloidal verteilte Wassertrübe erwarten müssen. Der Einfluß der Temperatur auf derartige Suspensionen im Meerwasser ist schon durch die Versuche von Murray & Irvine sicher gestellt. Hiernach bleibt die feinste Trübe in einem Liter ozeanischen Wassers nach 5 Tagen bei Tropentemperatur (26—27° C.) mit der geringen Menge von 0,3 mg in Suspension, bei 5—10° C. aber mit 1,8 mg. In der Tat haben die genauen Messungen dieser Autoren, deren Ergebnisse bereits früher einmal gestreift wurden, gezeigt, daß selbst im wärmsten und salzreichsten Wasser großer Küstenferne eine wenn auch geringe Menge feinster suspendierter Materie enthalten ist. Rechnen wir mit Krümmel auf Grund einer späteren Angabe von J. Murray, daß nach über einem Monat in einer englischen Kubikmeile Meerwasser noch 625 tons suspendiert seien, mit nur 0,15 mg im Liter durchschnittlichem Gehalt, so würden in einer Wassersäule von 1 qm Querschnitt und 5000 m Höhe 750 g solcher feinsten Trübe enthalten sein, falls sie gleichmäßig verteilt angenommen werden könnte. Auf einmal ausgefällt würde diese Menge die Grundfläche mit einem Belag von 0,3 mm Mächtigkeit bedecken. „Natürlich wird aber nur ein winziger Bruchteil davon innerhalb vieler Jahre wirklich zum Absatz kommen. Doch steht für alle Prozesse in der Tiefsee eine ungeheure Zeit zur Verfügung, und man muß hier mit der allmählichen Aufsummierung auch der kleinsten Niederschläge rechnen." Außer diesen, von den Naturforschern des „Challenger" als terrigen bezeichneten, nach Früherem besser „chersogen" zu nennenden Komponenten spielen für die Bildung der Eupelagischen Sedimente noch zwei Arten vulkanischer Produkte eine bedeutende Rolle, einmal feiner und feinster vulkanischer Staub, welcher bekanntermaßen durch Luftströmungen an jeden Punkt der Erdoberfläche transportiert werden kann, zum andern

aber größere Auswürflinge von z. T. submarinen, z. a. T. litoralen Vulkanen, Produkte, welche wegen ihrer mehr oder minder aufgeblasenen Beschaffenheit und dadurch bedingten Leichtigkeit eine hervorragende Schwimm- und damit auch Transportfähigkeit besitzen. Nach Versuchen von THOULET[345]) wären Bimssteinbrocken von Nußgröße und 3—4 g Trockengewicht noch nach 17 Monaten schwimmfähig und würden erst nach 22 Monaten völlig vom Wasser imprägniert sein und untersinken. Wenn wir nun — ich folge der KRÜMMELschen Darstellung — mit einer täglichen Stromleistung der Meeresströme von nur 10 Seemeilen rechnen, so haben diese Bimssteine einen Triftradius von 6600 Seemeilen oder 12000 km; sie können daher, ungeachtet der Möglichkeit, daß ein großer Teil von ihnen submarinen Ausbrüchen entstammt, auch bei subaërischer Förderung praktisch überall vermittels der Meeresströmungen hingelangen.

Alle diese klastischen Komponenten, seien sie nun im wahren Sinne „chersogen" oder mögen sie aus dem Untergrunde des Meeres selbst stammen, erfahren besonders in der Tiefsee eine intensive Zersetzung, einmal schon wegen der stärkeren Lösungsfähigkeit des Meerwassers hierselbst an sich (hoher Druck, O-Gehalt usw.), dann aber auch wegen des besonders dem Geologen so geläufigen Faktors Zeit; denn bei der überaus langsamen Ablagerung der Sedimente am Boden der Tiefsee unterliegen jene Produkte dem umbildenden Einfluß des Meerwassers eben ungleich länger als in den flacheren Meeresteilen, wo sie durch den rasch folgenden Absatz jüngerer Lagen von Sediment der unmittelbaren Einwirkung jenes sehr bald entzogen werden. Sehr stark zersetzte, tonig-kieselige Substanzen meist feinster Korngröße bilden daher die minerogene Grundlage der heutigen Eupelagischen Sedimente.

Zu dieser Grundlage gesellen sich nun in verschiedenem Tempo die Kalk- und Kieselskelette hauptsächlich planktonischer und benthonischer Organismen, von denen vor allem die ersteren so charakteristische Komponenten liefern, daß sie, abgesehen vom Roten Tiefseeton, mit zur Namengebung der Eupelagischen Sedimente verwendet werden. In diesem Ton treten die Reste der genannten Organismen aus verschiedenen Gründen mehr oder minder zurück, und damit rückt die stark zersetzte, mineralische Grundlage in den Vordergrund.

Eine lehrreiche Übersicht über die Verbreitung des Planktons im Atlantischen Ozean verdanken wir H. LOHMANN[346]), wobei allerdings die planktonischen Pflanzen im Vordergrunde der Darstellung stehen (Fig. 90). Auch über die Beziehungen des pelagischen Planktons zu den Eupelagischen Ablagerungen hat derselbe Autor Untersuchungen angestellt[347]). So weist er darauf hin, daß keineswegs das ganze, die oberen hunderte von Metern des Meerwassers bevölkernde Plankton mit seinen erhaltungsfähigen Skelettresten einfach auf den Meeresboden projiziert wird, daß es vielmehr

nicht nur auf die chemische Geeignetheit der Skelette (ob aus Kalk- oder Kieselsubstanz bestehend!), sondern auch auf deren Dünn- oder Dickschaligkeit und anderes ankommt, ob das jeweilige Sediment arm oder reich an den Hartteilen der darüber schwebenden Planktonten wird. Von den Diatomeen fallen z. B. alle dünnschaligen Rhizosolenien,

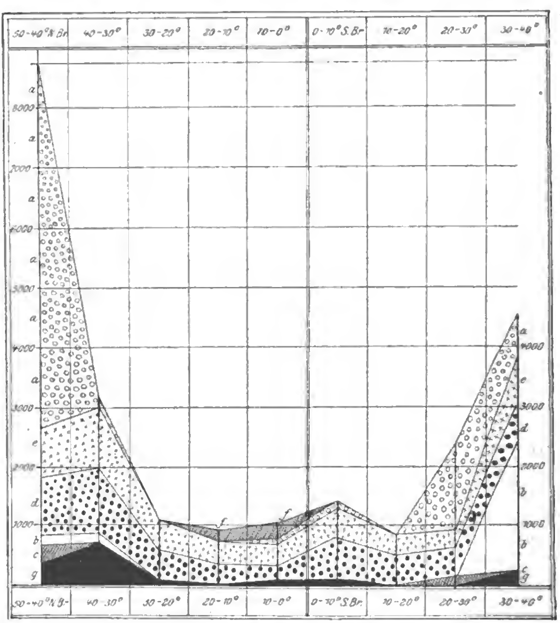



Fig. 90.

Menge und Zusammensetzung des Planktons aus 0—200 m Tiefe im Atlantischen Ozean in der Längserstreckung von 50° nördl. Breite bis zu 40° südl. Breite nach H. LOHMANN in Sitzungsber. d. Ges. Naturforsch. Freunde, Berlin, 1912, Tafel I, Kurve 1. — Das Kurvenbild wurde erhalten, indem aus den Zentrifugenfängen, die im gleichen Zehnbreitengradfelde lagen, die Durchschnittswerte berechnet und auf den in der Mitte jedes Feldes errichteten Ordinaten für jede einzelne Organismengruppe abgetragen wurden. Es bezeichnet: a Diatomeen, b nackte Phytoflagellaten, c Phaeocystis (Phytoflagellate), d Coccolithophoriden, e Peridineen, f Trichodesmium (Cyanophycee), g Protozoen (vorwiegend nackte Monadinen).

Chaetoceras, Sceletonemen usw., die gerade im Plankton eine hervorragende Rolle spielen, fort, und der Diatomeenschlamm wird vor allem von Coscinodiscen, Thalassiothrix, Synedra und verwandten, dickschaligen Formen gebildet. Im Globigerinenschlamm spielen unter den Coccolithophoridenprodukten die kleinen Plättchen von Pontosphaera huxleyi (5—10 $\mu$) und die größeren Coccolithen von Coccolithophora leptopora (14—28 $\mu$) eine hervorragende Rolle. Bei den Radiolarien fallen die Acantharien, deren strontiumhaltiges Skelett leicht im Meerwasser gelöst wird[348]), und die zartschaligen Phaeodarien fast durchweg aus, und von den schalentragenden Pteropoden nehmen vorwiegend die Cavoliniden an der Sedimentbildung teil.

Für die Beteiligung der Hartteile von Planktonten an der Sedimentbildung in wässerigen Medien sind aber nur zum Teil noch die Bedingungen maßgebend, welche für die lebenden Organismen gelten. Und wenn WOLFGANG OSTWALD[349]) festgestellt hat, daß die Sinkgeschwindigkeit des Planktons seinem Übergewicht, geteilt durch die innere Reibung des Mediums mal dem Formwiderstand des Planktons, gleich ist, $\left(\text{Sinkgeschwindigkeit} = \frac{\text{Übergewicht}}{\text{Innere Reibung} \times \text{Formwiderstand}}\right)$, so muß die Sinkgeschwindigkeit sich ändern, sowie nach dem Absterben der Individuen entweder das Übergewicht oder der Formwiderstand andere werden. Eine der Haupteigenschaften der Planktonwesen ist nach BRANDT[350]) die z. T. willkürlich regulierbare Herabsetzung des spezifischen Gewichtes 1. durch Ausbildung von Gallertsubstanz durch wässerige Aufquellung vieler oder aller Gewebe, 2. durch Ausscheidung von Gasen in besonderen Behältern (Vakuolen), 3. durch reichliche Ausbildung von Fett. Dazu kommen aber sehr häufig eine bedeutende Oberflächenvergrößerung, durch Ausbildung borstenartiger Ansätze und Schwebestacheln (Fig. 91, 92), durch Verschmälerung oder Verflachung ihres Körpers, wodurch der Reibungswiderstand vergrößert wird, oder auch eine schiefe Abstutzung der Enden langgestreckter Formen und ähnliche Vorrichtungen, welche ein vertikales Absinken durch Erhöhung des Formwiderstandes einfach unmöglich machen. „Kombinationen dieser Mittel sind sehr häufig, und die Variation ist geradezu erstaunlich". Schon J. MURRAY fand während der „Challenger"-fahrt, als er frisch gefangenes Plankton zum Sinken gelangen ließ, beträchtliche Unterschiede je nach der äußeren Gestalt und dem Eiweißgehalt der Organismen. Tote Foraminiferen, meint er, brauchten im allgemeinen 3—6 Tage, um in eine Tiefe von 4500 m hinabzusinken; indessen müsse sich das Absinken in tieferem Wasser verlangsamen, da die Kalkschalen weniger zusammendrückbar seien, als das Meerwasser. Genauere Versuche hat THOULET angestellt, und zwar, was im Hinblick auf unsere besonderen Zwecke von Wichtigkeit ist, mit leeren Globigerinengehäusen und Bruchstücken von solchen, in fünf durch Ausschlämmen

abgestuften Größen. Seine Ergebnisse mögen in der von KRÜMMEL gegebenen Tabelle zusammengefaßt werden, welche wichtige Anwendungen gestattet:

| Größenklasse | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| Mittlerer Durchmesser der Schalen in mm . . . | 0,75 | 0,50 | 0,32 | 0,26 | 0,12 |
| Sinkgeschwindigkeit in cm per Sek. . . . . . | 3,78 | 2,74 | 2,05 | 1,26 | 0,70 |
| Zeit für 4500 m Fallhöhe in Tagen . . . . . | 1,09 | 1,90 | 2,54 | 4,13 | 7,47 |

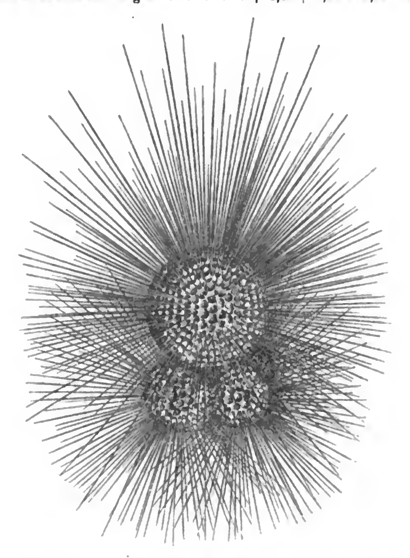


Fig. 91.
Globigerina bulloides d'Orb., eine planktonische Foraminifere mit Schwebestacheln. Sehr stark vergrößert. Nach MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, S. 260, Fig. 23.

Die berechneten Sinkzeiten gelten nur unter der Annahme gleichmäßiger Sinkgeschwindigkeiten für die jeweilige ganze Fallhöhe. Diese Annahme trifft aber für den Ozean bei der Zunahme der Dichtigkeit des Meerwassers mit der Tiefe nicht zu; vielmehr sind die in der letzten Zeile der Tabelle verzeichneten Zeiten Minimalwerte. Diese Tabelle gestattet aber noch eine andere bedeutsame Anwendung. Man kann in genügender

Annäherung die Sinkgeschwindigkeit für eine gegebene Fragmentgröße der. Stärke desjenigen Stroms gleichsetzen, der die Teilchen mit sich davon zu tragen vermag. Es werden also alle Meeresströmungen von den stärksten an hinab bis zu so schwachen von 3,78 cm per Sekunde oder $1^3/_4$ Seemeilen in 24 Stunden noch leere Globigerinenschalen von 0,75 mm Durchmesser mit sich zu tragen vermögen. Strömungen, die ruhendes Sediment aufheben sollen, müßten etwas stärker sein. Hiernach läßt sich der Tabelle entnehmen, daß die kleinen Schalentrümmer von 0,12 mm Durchschnittsgröße bereits von sehr schwachen Tiefenströmen (über 7 mm per Sekunde) aufgerührt werden können, und daß überall, wo solche Trümmer am Boden liegen, der Strom nicht dauernd stärker sein kann, als 7 mm per Sekunde oder 600 m in einem Tage[351]). Vergleichsweise sei mitgeteilt, daß die Sinkgeschwindigkeit von feinsten Tonteilchen, ebenfalls nach THOULET, 40 mm in der Stunde, d. i. etwa

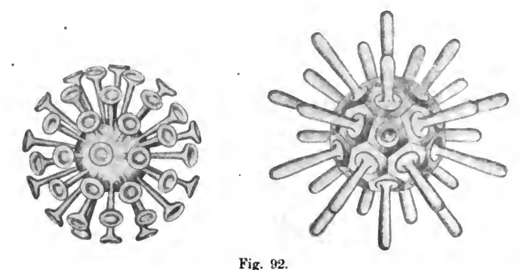


Fig. 92.
Zwei Rhabdolithen-bildende Coccolithophoriden des Planktons, den Gattungen Discosphaera (D. Thomsoni Ostenfeld) — links — (Vergrößerung ca. 1250) und Rhabdosphaera (Rh. claviger G. Murray & Blackman) — rechts — (Vergrößerung ca. 300) angehörig. Nach MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, S. 258, Fig. 20 und 21.

1 m in einem Tage beträgt, woraus sich der gleiche Schluß ergibt, von dem in diesem Abschnitte ausgegangen wurde, daß nämlich feinstes klastisches Material vom Festlande, wenn auch in geringer Menge, überall im Ozeane zur Ablagerung kommen kann.

Wenn wir mit den von THOULET gewonnenen Zahlen die neueren Messungen des „Michael Sars“ über die Geschwindigkeiten von Gezeitenströmen im offenen Ozean — mindestens 27 cm in der Sekunde in 732 m Tiefe über 948—1235 m tief gelegenem Meeresboden — vergleichen, so läßt sich hieraus nicht nur erkennen, von welcher Wichtigkeit solche Strömungen für den Absatz selbst noch der Eupelagischen Sedimente sein können, sondern auch die Berechtigung zur Annahme lokaler

Sedimentationsunterbrechungen weit ab von irgend welchen Küsten entnehmen, ein Schluß, welcher für den Stratigraphen und Paläogeographen von bedeutendem Interesse sein muß.

## Spezielle Beschreibung der Eupelagischen Ablagerungen

Die spezielle Beschreibung der Eupelagischen Sedimente ist bisher in der Regel mit dem Roten Tiefseeton begonnen worden, welcher unter denselben wohl die bezeichnendste Art darstellt und bis vor kurzem auch als die am weitesten verbreitete gelten mußte. Gleichwohl erscheint diese Reihenfolge als den modernen wissenschaftlichen Anforderungen nicht mehr entsprechend. Die Bildung des Roten Tiefseetones und des Radiolarienschlammes kann vielmehr, wie schon aus dem in diesem Abschnitte eingangs über die Beteiligung chersogener Komponenten Gesagten hervorgeht, nur verständlich werden, nachdem die Entstehung der kalkreichen Abarten der Eupelagischen Ablagerungen behandelt worden ist, und wir folgen Krümmel, dem jener Widerspruch zum Bewußtsein gekommen sein dürfte, wenn wir die folgenden Darlegungen mit dem kalkreichen Globigerinenschlamm beginnen. Dem Gesichtspunkt der weiten Verbreitung, welchen Murray und Renard im Wesentlichen vertraten, setzen wir hiermit denjenigen der Genese entgegen und bleiben so im Rahmen unserer teilweise geographischen Klassifikation und auch am besten im Einklang mit dem in der Geologie mehr und mehr zur Herrschaft gelangenden von Hoff-Lyellschen Aktualitätsprinzip.

## A. Die kalkreichen Eupelagischen Ablagerungen

### Einleitendes

Wo in der küstenfernen Tiefsee genügend Skelettsubstanzen kalkschaligen Planktons in die Tiefe sinken, ohne einerseits von einer zu großen Menge nichtkalkiger, chersogener oder vulkanischer Komponenten mehr oder minder verdeckt, anderseits aber ohne beim lang andauernden Absinken, bezw. bei lange unbedecktem Liegen am Meeresboden vom Meerwasser aufgelöst zu werden, da bilden sich am Meeresboden kalkreiche Vertreter der Eupelagischen Ablagerungen, je nach dem Vorherrschen (oder dem äußerlichen Hervortreten) der beteiligten Planktonskelette bekannt unter den Bezeichnungen Globigerinen-, Coccolithen- oder Pteropodenschlamm. Die geringeren Tiefen von den für Eupelagische Ablagerungen überhaupt in Frage kommenden einnehmend, gehen diese Sedimentarten nach beiden Richtungen hin in kalkärmere Bodensätze über, und zwar durch Maskierung der plauktogenen Kalkkomponente durch chersogenes Material in Hemipelagische Ablagerungen einerseits, durch mehr oder mindere Eliminierung des planktogenen Kalkgehaltes

durch lösendes Meerwasser in eine der kalkarmen bis -freien Eupelagischen Ablagerungen anderseits. Bei den naturgemäß sehr allmählichen Übergängen zwischen diesen einzelnen Sedimentarten ist eine künstliche Begrenzung erforderlich, und man hat bis heute als solche einen Gehalt von 30 % $CaCO_3$ ganz allgemein angenommen, wie es schon MURRAY und RENARD vorschlugen.

## I. Globigerinenschlamm

### Geschichtliches

Der Globigerinenschlamm (globigerina ooze der Engländer, vase à globigérines der Franzosen) ist das am längsten bekannte Sediment



Fig. 93.
**Tropisch-atlantischer Globigerinenschlamm mit Globigerina sacculifera Brady, Sphaeroidina dehiscens Park. & Jon., Pulvinulina Menardii d'Orb., tumida Brady, Micheliniana d'Orb., Pullenia obliquiloculata Park. & Jon., Orbulina universa d'Orb., Reophax nodulosa Reuss aus 4990 m Tiefe. „Valdivia"-Station 45. Vergrößerung 18. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel I (XVI), Fig. 2.**

der küstenfernen Tiefsee. Schon in den 50er Jahren des vergangenen Jahrhunderts zuerst vom amerikanischen Schiffsleutnant BERRYMAN im Nordatlantischen Ozean gelotet und bald darauf ungefähr gleichzeitig von EHRENBERG und BAILEY beschrieben, wurde diese Ablagerung durch die anschließenden transatlantischen Kabellegungen in ihrer großen Verbreitung am Grunde dieses Meeres bald bekannt. Die unleugbare Ähnlichkeit des Globigerinenschlammes mit Schreibkreide ließ WYVILLE THOMSON, den wissenschaftlichen Leiter der „Challenger"-Expedition, ausrufen: „Wir leben noch in der Kreidezeit"; indessen hat diese Gleichstellung schon sehr bald nur zu berechtigten Widerspruch gefunden.

**Die pelagischen Foraminiferen des Globigerinenschlammes**

Wollte man das reichliche Vorkommen von Globigerinen allein als Kennzeichen für Globigerinenschlamm gelten lassen, etwa schon einen Gehalt von 10 oder 15% an solchen für charakteristisch halten, so wäre die Hauptmasse aller Tiefseesedimente überhaupt als Globigerinenschlamm zu bezeichnen; man wird daher gut tun, an der Grenze von mindestens 30% $CaCO_3$-Gehalt festzuhalten, in welchem noch dazu die pelagischen und nicht die benthonischen Foraminiferenformen vorherrschen, — ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gegen den hemipelagischen Kalkschlick. Was die pelagische Foraminiferenfauna der Jetztzeit überhaupt



Fig. 94.
Tropisch-indischer Globigerinenschlamm mit Globigerina sacculifera Brady, digitata Brady, dubia Egg., conglobata Brady, rubra d'Orb., Sphaeroidina dehiscens Park. & Jon., Pullenia obliquiloculata Park. & Jon., Orbulina universa d'Orb., Pulvinulina Menardii d'Orb., Uvigerina tenuistriata Reuss, Seeigel-Stachel aus 2524 m Tiefe. „Valdivia"-Station 222. Vergrößerung 18. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel I (XVI), Fig. 1.

betrifft, so besteht sie im allgemeinen aus noch nicht zwei Dutzend Arten, die aber nirgends alle zusammen auftreten. Am reichsten in den wärmeren Meeren, verarmt sie gegen die Pole hin, und Hand in Hand damit geht eine Abnahme der Größe der Individuen. Die größte Anzahl zusammen vorkommender Arten (meist 11—14) wird jedoch nicht unmittelbar unter dem Äquator, sondern in der Nachbarschaft des südlichen Wendekreises angetroffen; das liegt nach den Forschungen des „Gauss" daran, daß sich nach dem Überschreiten von 10° S.-Breite der rein tropischen Foraminiferenfauna bereits Bewohner der gemäßigten Meere beimengen, ohne daß die Formen des wärmsten Wassers vorläufig

verschwinden. Von der Gattung Globigerina sind Gl. dubia Egger und rubra d'Orbigny zusammen mit Gl. sacculifera Brady in den äquatorialen Teilen des Atlantischen Ozeanes verbreitet und wichtig (Fig. 93). Zu dieser letzteren, in den meisten Fällen sogar in den Tropen überhaupt häufigsten Form gesellt sich in den wärmeren Teilen des Indischen Ozeans besonders Gl. conglobata Brady (Fig. 94). Den gemäßigten Meeren gehört vor allem Gl. bulloides d'Orbigny an, welcher früher wohl eine universelle Verbreitung zugeschrieben wurde; doch fehlt sie nach den übereinstimmenden Ergebnissen der Expeditionen der „Valdivia“ und des „Gauss“ in ihrer typischen Form einem breiten Gürtel zu beiden Seiten

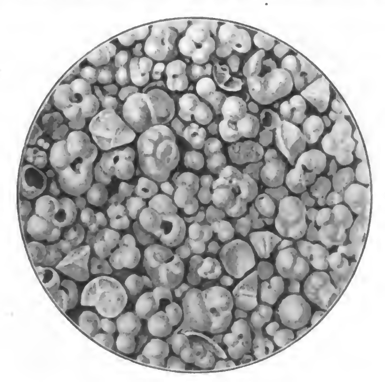


Fig. 95.
Globigerinenschlamm der südlichen gemäßigten Zone des Indischen Ozeans mit Globigerina bulloides d'Orb., inflata d'Orb., Pulvinulina Micheliniana d'Orb., Orbulina universa d'Orb. aus 3434 m Tiefe. „Valdivia“-Station 162. Vergrößerung 18. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition“, Tafel II (XVII), Fig. 1.

des Äquators, und ihre Verbreitung in den gemäßigten Zonen bekommt hierdurch den Charakter der Bipolarität[352]). Nur in der südlichen gemäßigten Zone bis 50° S.-Breite ist Gl. inflata d'Orbigny von Wichtigkeit (Fig. 95). Eine bipolare Kaltwasserform ist Gl. pachyderma Ehrenberg; eine andere „Glazialart“, G. Dutertrei Brady, findet sich nur in den höheren Südbreiten (Fig. 96). Von weiteren, im allgemeinen weniger häufigen Arten der Gattung Globigerina seien noch Gl. aequilateralis Brady, digitata Brady und cretacea d'Orbigny genannt. Wichtige Äquatorialformen unter den planktonischen Foraminiferen sind sodann Orbulina universa d'Orbigny, Pullenia obliquiloculata Parker & Jones, Pulvinulina tumida Brady

und, in manchen Sedimenten quantitativ wichtiger, die große, flachschalige Pulvinulina menardii d'Orbigny. Die kegelförmige Pulvinulina Micheliniana d'Orbigny, die schon in tropischen und subtropischen Schlammen sehr häufig ist, dringt am weitesten von allen nach Süden vor und erweist sich somit als sehr eurytherm. Weniger wichtig in der heutigen pelagischen Foraminiferenfauna sind Pulvinulina canariensis und crassa d'Orbigny, Hastigerina pelagica d'Orbigny, Sphaeroidina dehiscens Parker & Jones, Candeina nitida d'Orbigny und Cymbalopora (Tretomphalus) bulloides d'Orbigny.



**Fig. 96.**
**Globigerinenschlamm aus der Randzone des antarktischen Packeises mit Globigerina pachyderma Ehrenberg, Dutertrei d'Orb., Bolivina textilarioides Reuss, Radiolarien von ungewöhnlicher Größe aus 3548 m Tiefe. „Valdivia"-Station 154. Vergrößerung 18. Aus Murray und Philippi, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel II (XVII), Fig. 2.**

**Weitere pelagische Tierreste unter den Kalklieferanten des Globigerinenschlammes**

Außer den aufgeführten pelagischen Foraminiferen beteiligen sich noch zahlreiche andere Planktontiere mit ihren Skelettresten am Aufbau des Sedimentes, so vor allem, aber nur in den geringeren Tiefen, pelagische Mollusken, wie die Pteropoden und Heteropoden, deren dünnschalige Kalkgehäuse besonders groß werden, so daß ihre Bruchstücke im Sediment einige qmm Fläche einnehmen können. Wo Skelettreste dieser Mollusken sich, wie in den Tropen und Subtropen, mehr oder minder anhäufen, da entstehen Übergänge zum Pteropodenschlamm, den

wir, da seine sonstigen Eigenschaften im Rahmen derjenigen des Globigerinenschlammes liegen, nur als Fazies des letzteren betrachten. Daneben treten wohl noch pelagische Ostracoden auf, wie Krithe producta Brady und Cythere dictyon Brady.

### Die Coccolithophoriden und ihre Beteiligung am Aufbau der Globigerinen- und Coccolithenschlamme

Das tierische Plankton setzt zu seiner Ernährung das Vorhandensein einer reichen Planktonflora voraus, unter der sich ebenfalls wichtige Kalkproduzenten in Gestalt der gelegentlich bereits erwähnten Coccolithophoriden befinden (Fig. 92, 97, 98). Das sind sehr kleine flagellate Algen, die nach H. LOHMANN [353]) zur Gruppe der Chrysomonadina loricata Klebs zu stellen sind. Sie enthalten gelbe bis grüne Chromatophoren. Ihre meist kugelige, zwischen 4 und 50 μ Durchmesser variierende Zelle trägt einen Belag von scheibenförmigen bis hammerförmigen Kalkkörperchen von wenigen bis allerhöchstens 25 μ Durchmesser, die, wenn der Belag der wachsenden Zelle zu eng geworden ist, abgeworfen und von neuen ersetzt werden können, aber auch nach dem Tode der Zelle meist einzeln oder in den Verdauungsresten der Planktontiere in die Tiefe sinken. Da die Coccolithophoriden mit zu den wichtigsten Kalkbildnern im Meere gehören, was auch für die geologische Vorzeit Geltung hat, ihre systematische Stellung aber selbst in geologischen Lehrbüchern entweder gar nicht oder ungenügend oder gar unrichtig wiedergegeben wird, mag hier in Kürze ihre Stellung im System der Pflanzen und ihre weitere Einteilung, wie sie zuerst ausführlich von LOHMANN gegeben wurde, angeführt werden:



Fig. 97.
Eine Coccolithen-bildende Coccolithophoride des Planktons (Coccolithophora pelagica (Wallich) Lohmann). Vergrößerung ca. 1000. Nach MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, S. 257, Fig. 19.

Klasse: Mastigophoren (BÜTSCHLI).
  Ordnung: Flagellaten (BÜTSCHLI).
    Unterordnung: Chrysomonadina (STEIN).
      Gruppe: Chrys. loricata (KLEBS).
        Familie: Coccolithophoridae (LOHMANN).
          1. Unterfamilie: Syracosphaerinae.
              Gattungen: Pontosphaera, Scyphosphaera, Syracosphaera, Calyptrosphaera.

Schale aus undurchbohrten Coccolithen gebildet, die bald einfach scheibenförmig gestaltet sind, bald durch wandartige Erhebung des Randes die Gestalt von Näpfen, Bechern oder Mützen erhalten.

II. Unterfamilie: Coccolithophorinae.

Gattungen: Coccolithophora-Coccosphaera der Autoren, Umbilicosphaera, Discosphaera, Rhabdosphaera.

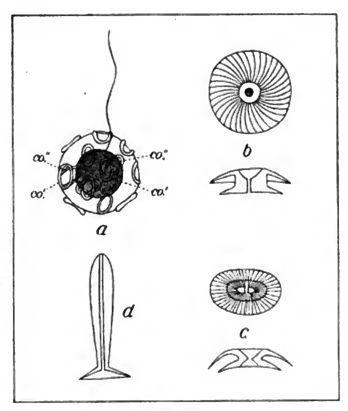



Fig. 98.

Eine Coccolithophoride des mittelmeerischen Oberflächenplanktons und einzelne Coccolithen nach H. LOHMANN, Die Coccolithophoriden, 1902. a nach Tafel 4, Fig. 2; b nach Tafel 5, Fig. 52 und 64; c nach Tafel 5, Fig. 58a, c; d nach Tafel 5, Fig. 51. (Erklärung: a. Pontosphaera Huxleyi Lohmann. Vergrößerung 2000. Ein Individuum, dessen Schale von der Zelle abgehoben ist; unter der äußeren Schale ist eine zweite, ihr eng anliegende Schale gebildet, deren Coccolithen (co") zwar direkt unter den Coccolithen der älteren Schale (co') liegen, aber anders orientiert sind. Die Geissel tritt durch beide Schalen hindurch. Von der inneren Schale sind nur drei Coccolithen gezeichnet. Die Coccolithen der äußeren Schale werden in der Folge abgeworfen; und die Coccolithophoriden tragen schon durch diesen Vorgang zur Sedimentbildung bei, bevor sie abgestorben sind. — b. Flächenansicht und schematischer optischer Querschnitt eines Coccolithen von Coccolithophora leptopora G. Murray & Blackman. Vergrößerung 2000. — c. Coccolithen von Coccolithophora pelagica (Wallich) Lohmann. Vergrößerung 2000. Flächenansicht eines Coccolithen mit Doppelpore und schematischer optischer Längsschnitt eines Coccolithen mit einfacher Pore nach G. Murray und Blackman. — d. Schematischer optischer Längsschnitt eines Rhabdolithen von Rhabdosphaera claviger G. Murray & Blackman. Vergrößerung mehr als 2000.)

Über der stets durchbohrten Basalplatte der Coccolithen erhebt sich von der äußeren Mündungsstelle der Pore ein kürzeres oder längeres Röhrenstück, das, kurz oder lang, durch die verschiedene Ausbildung seines distalen Endes gute Gattungscharaktere abgibt. So entstehen die charakteristischen Manschettenknopfformen, trompetenförmig erweiterten Röhrenstücke, hammerähnlichen Gebilde u. ä.

Nach J. SCHILLER[354]), der im übrigen die Coccolithophoriden nicht zu den Chrysomonadinen stellt, sondern zu einer besonderen Unterordnung erhebt, würde noch eine III. Unterfamilie: Alithophorinae mit den Gattungen Halopappus und Calcioconus zu unterscheiden sein, die keine Coccolithen-Bedeckung, dafür aber eine homogene, glasklare Kalkschale zeigen.

Die weite Verbreitung der Coccolithen in den Ablagerungen der heutigen Meere und die enorme Menge, in der diese kleinen Panzerelemente pelagischer Algen in denselben sich finden, wird von allen Untersuchern mariner Grundproben hervorgehoben. Nachdem aber schon EHRENBERG 1836 und C. W. GÜMBEL 1870[355]) gezeigt hatten, daß gewisse Kreidegesteine fast ausschließlich aus Coccolithen und Rhabdolithen gebildet werden und daß diese kleinen Kalkelemente in fast allen marinen Sedimentärbildungen, bis hinab zum Cambrium, gefunden werden, hat neuerdings VOELTZKOW nachgewiesen, daß gewisse Bankkalke, welche er als Unterlage moderner Flachseeriffe des westlichen Indischen Ozeans feststellte, so ausschließlich aus Coccolithen bestehen, daß er sie direkt als Coccolithenkalke bezeichnet wissen wollte. VOELTZKOW ging zuerst von der Untersuchung des feinen Kalkschlammes aus, der sich neben gröberem Korallendetritus so massenhaft in der Umgebung von Korallenriffen und insbesondere in den Atolllagunen findet, daß bewegte See das Wasser in weitem Umkreise milchig macht. Die Bildung dieses feinen Kalkschlammes erklärt man sich in der Regel teils durch eine Ausschlämmung des zoo- und phytogenen Riffkalkes, teils dadurch, daß verschiedene, an den Riffen und in ihrer Umgebung lebende Tiere, wie Krebse, Holothurien, Anneliden, auch manche Fische, Kalksand in ihren Darm aufnehmen und dort zermalmen. Diese Bildungsweise will VOELTZKOW indessen weder für diesen feinen Kalkschlamm, noch für die homogenen Kalke z. B. aus der Unterlage der Aldabra-Insel mehr gelten lassen; doch hat er die Frage offen gelassen, unter welchen Bedingungen und in welcher Meerestiefe sich denn dieses Sediment gebildet haben dürfte. Daß sich allein durch Anhäufung von Coccolithen in flachem Wasser ganze Bänke aufbauen könnten, muß durchaus als ausgeschlossen gelten, und so wird man gut tun, sich den recht weit ausgesponnenen VOELTZKOWschen Schlüssen gegenüber solange skeptisch zu verhalten, bis eingehendere

Untersuchungen an neu und sachgemäß gesammeltem Material vorliegen, bei denen vielleicht eine vergleichsweise Berücksichtigung der von DREW und VAUGHAN an den Kalkschlammen der Bahamas gewonnenen Resultate am Platze wäre.

Mehr als diese Coccolithenkalke des Indischen Ozeans interessieren uns hier Sedimente, die H. LOHMANN[356]) auf einer Reise des Kabeldampfers „Podbielski" im Nordatlantischen Ozean im Becken zwischen den Azoren und dem Kanal in 43° 32′ N. Breite und 19° 49′ W. Länge aus 4004 m lotete und zu 68 Gewichts-, bezw. 71 Volumprozent aus Coccolithen bestehend fand. Dieser Schlamm wäre genauer als Coccolithenschlamm zu bezeichnen, da die Globigerinen in ihm ganz zurücktraten. Ähnliche coccolithenreiche, außerordentlich feinkörnige, dabei aber ziemlich kalkreiche Globigerinenschlamme lotete der „Gauss" bei mittleren Tiefen besonders im wärmeren Teile der gemäßigten Zone. Das besonders reichliche Vorkommen der Coccolithen gerade am Boden der gemäßigten Meere wird z. T. wahrscheinlich dadurch bedingt, daß Coccolithophoriden in der Nachbarschaft der Wendekreise nicht nur überhaupt häufiger, sondern auch in größeren Individuen auftreten, als im Äquatorialgebiet. Die vom „Gauss" geloteten, an Coccolithen reichen Sedimente scheinen aber hauptsächlich den strömungslosen Gebieten der gemäßigten Zone anzugehören, welche man als Roßbreiten bezeichnet. Es liegt auf der Hand, daß in diesen Regionen so außerordentlich zarte und leicht bewegliche Gebilde, wie die winzigen Coccolithen sie darstellen, leichter zu Boden sinken können, als in von Strömungen durchzogenen Meeresteilen; denn in diesen werden die Coccolithophoriden nach ihrem Absterben oder die von ihnen erzeugten Kalkplättchen längere Zeit im Meerwasser flottieren und daher in viel stärkerem Maße aufgelöst werden müssen als in jenen. Im Gegensatz zu der fast universellen Verbreitung der Coccolithen im Globigerinenschlamm sind Coccosphaeren, d. h. die Hartgebilde der Coccolithophoriden, bei denen sich die Coccolithen noch in situ befinden, nur ziemlich spärlich vertreten. Sie scheinen sich hauptsächlich dort erhalten zu können, wo die Sedimentzuführung eine rasche ist, sind infolgedessen in den relativ küstennahen Ablagerungen am häufigsten und finden sich dort hauptsächlich in Tiefen von 1200—3500 m. In küstenfernen und tiefgelegenen Globigerinenschlammen, wie sie z. B. fast ausschließlich vom „Gauss" gelotet wurden, scheinen sie sich nur schwer erhalten zu können. Viel empfindlicher gegen kühlere Wassertemperaturen als die Coccosphaeren scheinen die Rhabdosphaeren zu sein; ihre einzelnen Elemente, die Rhabdolithen, treten im allgemeinen sehr viel seltener auf, als die Coccolithen und besitzen auch sonst eine andere und wesentlich engere Verbreitung. Im allgemeinen treten sie dort am häufigsten auf, wo auch Coccolithen das Maximum ihrer Häufigkeit erreichen. Ganz allgemein

scheinen sie in den küstenfernen Globigerinenschlammen mittlerer Tiefe vorhanden zu sein. — Vergleichen wir nun mit LOHMANN mit dem geschilderten reichlichen Auftreten der Coccolithen in den Globigerinenschlammen und anderen Tiefseesedimenten das Vorkommen der lebenden Coccolithophoriden an der Oberfläche des Meeres, so scheint die Menge der lebenden Exemplare in gar keinem Verhältnis zu der der Skelette am Meeresboden zu stehen. Zwar sind die Coccolithophoriden überall auf der hohen See verbreitet und oft recht häufig, so daß ihre Zahl die der gleichzeitig vorkommenden Peridineen erheblich übertrifft und der der Diatomeen nahekommt; im allgemeinen aber bleiben sie nach unseren bisherigen Kenntnissen weit hinter der Volksstärke dieser beiden großen Pflanzenfamilien zurück. Dazu kommt, daß sie als Pflanzen auf die oberflächlichen Schichten des Meeres beschränkt sind und ihre Hauptproduktion in der dünnen Wasserschicht zwischen 20 und 80 m Tiefe stattfindet. Wenn sie trotzdem, wie in der geologischen Vergangenheit so in der Jetztzeit, eine so hervorragende Rolle in der marinen Sedimentbildung spielen, daß die Tätigkeit aller anderen Planktonpflanzen dagegen vollständig verschwindet, so sind hierfür offenbar, von der Resistenz ihrer Skelette abgesehen, zwei Umstände von wesentlicher Bedeutung. Einmal ist die Zehrung, der diese Pflanzengruppe durch die Tiere ausgesetzt ist, eine ganz gewaltige. Ihre der sperrigen Fortsätze entbehrenden, runden Körper werden von Tintinnen und Tunicaten und wahrscheinlich auch von vielen anderen Planktontieren massenhaft verzehrt, so daß z. B. die Fäkalballen der Appendicularien oft dicht gedrängt Coccolithen und ganze Skelette enthalten. Bei einer so starken Zehrung muß aber die Vermehrung der Pflanzen, wenn sie dieselbe ohne Schaden ertragen sollen, eine sehr schnelle und intensive sein. Ferner sei auf das vorhin erwähnte, unter noch nicht näher bekannten Verhältnissen eintretende Abwerfen alter und Neubilden neuer Skelette zurückverwiesen, welches bedingt, daß viel mehr Coccolithen im Meerwasser und im Sediment vorhanden sein können, als zunächst nach der Zahl der lebenden Zellen erwartet werden sollte.

### Die benthonischen Kalklieferanten des Globigerinenschlammes

Zu diesen Kalkresten des pelagischen, tierischen und pflanzlichen Planktons gesellen sich solche der benthonischen Fauna. Benthonische Foraminiferen treten gelegentlich in einer nicht ganz unbeträchtlichen Anzahl von Gattungen und Arten auf, spielen aber gegenüber den pelagischen Formen quantitativ meist nur eine unbedeutende Rolle; in den 118 Globigerinenschlammen des „Challenger“ bildeten sie im Durchschnitt nur 2,13 % des Sedimentes. Ebenso weit verbreitet, aber quantitativ auch unbedeutend, treten kleine, meist erst mit der Lupe erkennbare Seeigelstacheln auf, wogegen ganze Schalen zu den Selten-

heiten gehören. Besonders in wärmeren Meeren finden sich wohl Ostracodenschalen. Von kleinen Fischzähnchen wurden fast immer nur die oberen, mit Schmelz bedeckten Teile vereinzelt in Sedimenten der tropischen wie der gemäßigten Meere wahrgenommen. Auch Fischotolithen kommen hier und da vor. Den landnahen Globigerinenschlammen sind in wechselnder Menge noch Schalen oder Schalenbruchstücke von Muscheln und Schnecken, Tunicatenstacheln, zuweilen Bryozoenfragmente und in den Tropen auch Korallenbruchstücke beigemengt. Wo Molluskenschalen, wie in manchen „Gauss"-Proben, sich in tiefen und küstenfernen Teilen des Ozeans fanden, könnte man vielleicht an einen Transport durch Seevögel oder treibenden Tang denken. Selten liefern alle diese benthonischen Formen mehr als 25 % des ganzen Sedimentes, nach MURRAY und RENARD im Durchschnitt nur wenig über 9 %. Der Globigerinenschlamm bildet also im wesentlichen den Niederschlag des in den obersten Wasserschichten in Gestalt von kalkbildendem Plankton suspendierten kohlensauren Kalkes, und nach einer Berechnung von MURRAY kann man für jedes Kubikmeter Wasser in den Oberschichten der tropischen Ozeane davon mindestens 34 mg oder pro qkm bis 200 m Tiefe mindestens 6860 kg schwebenden kohlensauren Kalk annehmen, Zahlen, welche seit Anwendung der neueren Methoden der Planktonmessung und -Zählung eher zu niedrig als zu hoch angenommen werden dürfen.

#### Die Kieselorganismen des Globigerinenschlammes

In dem Rückstande, der nach Behandlung von Globigerinenschlamm mit verdünnter Salzsäure übrig bleibt, ist immer ein gewisser Prozentsatz organogener Entstehung, doch nur sehr selten bis 10 % des Gesamtgewichtes, im Durchschnitt der „Challenger"-Proben nur 1,64 %. Am weitesten verbreitet erscheinen Schwammnadeln, doch meistens in zerbrochenem Zustande. Da die Verbreitung der lebenden Kieselschwämme, wie die Dredschungen gelehrt haben, keineswegs so universell ist, möchten MURRAY und PHILIPPI annehmen, daß Tiere, wohl Tiefseefische und Krebse, die Schwammreste vielfach verschleppen; dafür spricht auch der zerbrochene Zustand; denn, wären die Nadeln einfach aus dem verwesenden Schwammkörper zu Boden gefallen, so hätten sie zweifellos unversehrt bleiben müssen. Die meisten Globigerinenschlamme enthalten daneben Radiolarien- (Fig. 99) und Diatomeenreste, obwohl auch bei diesen, worauf schon MURRAY, neuerdings aber CHUN hingewiesen hat, eine teilweise Auflösung durch das Meerwasser stattfinden dürfte. Durchschnittlich am reichsten an den letztgenannten Formen sind naturgemäß die Globigerinenschlamme der subantarktischen Gewässer, da sie in der Nachbarschaft der eigentlichen Diatomeensedimente abgelagert werden. Auffallenderweise enthält der Globigerinenschlamm des Indischen Ozeans sehr viel

mehr Kieselskelette als der des Atlantischen. In 14 atlantischen Proben der „Valdivia“ im Durchschnitt nur 1,7 % betragend, erreichte der Gehalt bei 22 Schlammen des Indischen Ozeans einen Durchschnitt von 7,1 %. Die Ursache ist nicht ohne weiteres klar; doch steht diese Erscheinung gleichzeitig wohl im Zusammenhange mit der auffallenden Tatsache,

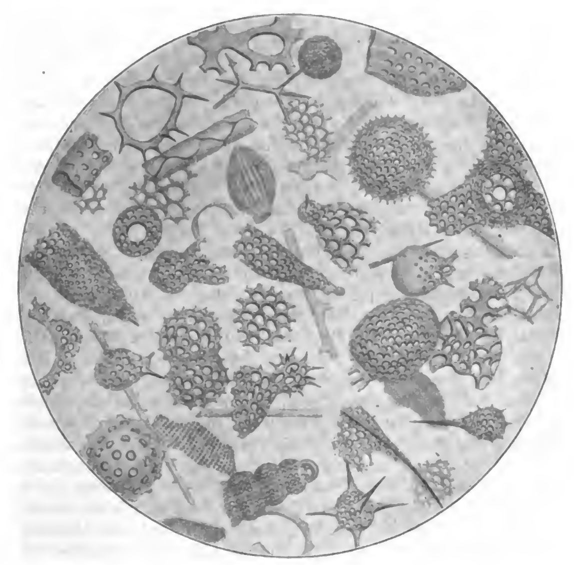


Fig. 99.
**Radiolarien (Nasselaria und Spumellaria) und vereinzelte Silicoflagellaten (Dictyochen) aus entkalktem Globigerinenschlamm aus 5071 m Tiefe des Tropisch-Indischen Ozeans. „Valdivia“-Station 237. Vergrößerung ca. 450. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition“, Tafel VI (XXI), Fig. 1.**

daß von den drei großen Weltmeeren nur dem Atlantischen Ozean echter Radiolarienschlamm fehlt. Agglutinierende Foraminiferen, die sich bei der Trennungsmethode mit Salzsäure zu den genannten Kieselorganismen gesellen, treten, als nur bestimmte Standpunkte bevorzugend, recht unregelmäßig auf.

**Die minerogene Komponente des Globigerinenschlammes und über Glazialgeschiebe in demselben**

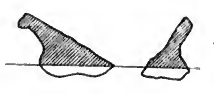
Die Hauptmasse des in verdünnter Salzsäure unlöslichen Anteiles des Globigerinenschlammes, die minerogene Komponente, läßt sich nicht restlos in deutlich erkennbare Bestandteile zerlegen. Sie besteht aus einer sehr geringen Menge noch bestimmbarer Mineralkörner, deren Korngröße etwa 0,01 mm nicht überschreitet. Von solchen Körnern enthielten z. B. die 118 Globigerinenschlamme des „Challenger" im Durchschnitt nur 3,3, oft kaum 1 %. Daneben aber muß noch ein großer Teil der „fine washings" des „Challenger"-Berichtes, d. h. der feinsten Schlämmprodukte, zur minerogenen Komponente gerechnet werden. Denn diese feinsten Schlämmprodukte, welche in den „Challenger"-Proben im Durchschnitt 30,56 % ausmachten, enthalten neben fein verteilter, z. T. wohl amorpher Tonsubstanz noch die feinsten Bruchstücke von Mineralkörnern neben solchen von Kieselorganismen, die mechanisch von jener nicht mehr zu trennen sind.

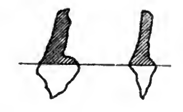
Je nach der Lage der einzelnen Lotstationen zum Festlande, zu Inseln und zu submarinen Vulkanausbrüchen ist die minerogene oder anorganische Komponente der Globigerinenschlamme sehr verschiedener Natur. Wie schon früher ausgeführt wurde, findet ein allmählicher Übergang in die räumlich benachbarten Sedimentarten statt. Übergangsbildungen zwischen Globigerinenschlamm und Blauschlick gleichen makroskopisch durchaus dem Blauschlick, enthalten aber mehr als 30 % organogenen Kalkes, der wesentlich auf die Schalen pelagischer Foraminiferen zurückzuführen ist. Während Übergangssedimente zum Blauschlick, die reichlich gröbere Mineralkörner enthalten, auf die Nachbarschaft des Landes und die geringeren Tiefen beschränkt zu sein scheinen, finden sich sehr viel feinkörnigere Sedimente, die ein Gemenge von Blauschlick und organogener Kalksubstanz in der erforderlichen Menge darstellen, noch in größerer Entfernung vom Lande und in sehr beträchtlichen Tiefen dort, wo gewaltige Ströme ins Meer einmünden. Derartige Schlamme unterscheiden sich nach dem Trocknen von dem typischen, lockeren, gelblich oder rosa gefärbten Globigerinenschlamm schon durch graue und bräunliche Farbtöne und größere Festigkeit. So traf sie z. B. die „Valdivia" im Golf von Guinea an der westafrikanischen Küste südlich von Cap Palmas und vor der Niger-Mündung in Tiefen zwischen 3500 und 5700 m. Der ziemlich reiche Prozentsatz von dunkelbrauner, toniger Substanz ist wohl als feinste Flußtrübe der großen westafrikanischen Ströme aufzufassen. Der Zusammenhang ähnlicher Ablagerungen zwischen den Nikobaren und Ceylon mit den großen indischen Strömen, die den Busen von Bengalen mit Blauschlick füllen, liegt gleichfalls auf der Hand. In den höheren

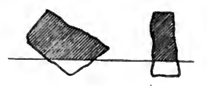
südlichen Breiten, im Übergang zu den glazial-marinen Sedimenten, ist der Rückstand der Globigerinenschlamme gelbbraun und entspricht diesen in den äußeren Teilen der Packeiszone sich bildenden Ablagerungen. Globigerinenschlamme z. B. westlich von Afrika zwischen Cap Bojador und Cap Blanco, die relativ reich an gerundeten Mineralkörnern, vorwiegend Quarz, sind, lassen den Einfluß der Sahara-Winde erkennen, der sich ja in diesen Meeresteilen auch in den Staubfällen äußert. So zahlreich aber auch die Fälle sein mögen, in denen Globigerinenschlamm sich mit reichlicherem chersogenen Material mischt, so stellen sie doch nicht die Regel dar. Denn im allgemeinen entspricht, wenigstens in den Globigerinenschlammen der wärmeren gemäßigten und der tropischen Zone, der in Säuren unlösliche Rückstand in seinem Habitus dem Roten Ton; darauf deutet schon seine Farbe hin, die meist von Rotbraun ins Schokoladenbraun spielt, selten dunklere, schwarzbraune oder hellere Töne aufweist. Der Streukegel, welchen Inseln um sich verbreiten, ist auffallend groß, besonders in den stürmischen Südmeeren. Noch 10 Längengrade östlich der Prinz Eduard-Inseln fand der „Gauss" reichlich vulkanisches Material, welches nur von dieser Inselgruppe stammen kann. Von da ab bis 55° 25′ S., 89° 0′ O. in ca. 300 Seemeilen Abstand von der Heard-Gruppe teilte sich sämtlichen Grundproben längs der befahrenen Strecke vulkanisches Gestein mit, das von den durch große Wasserflächen getrennten Inselgruppen Crozet, Kerguelen und Heard sich ableitet. Selbst der Schlamm in ca. 180 Seemeilen Abstand von Kerguelen war noch auffallend reich an vulkanischem Material, das von dieser Insel stammt. Ähnliches beobachtete die dänische „Ingolf"-Expedition[357]) in dem Meere zwischen den Faröern und Grönland. Das vulkanische Gesteinsmaterial der Inseln, insbesondere von Island, verbreitet sich über ein sehr weites Gebiet am Meeresboden. Da die Ausstreuung nach allen Seiten ziemlich gleichmäßig erfolgt, scheint die Verteilung dieser Komponenten wenigstens von Oberflächenströmungen nicht abhängig zu sein. Daß auch vulkanische Explosionen für diese Verteilung eine Rolle spielen, ist sicher, soweit der Vulkanismus auf den fraglichen Inseln noch nicht erloschen ist. Daher wäre es z. B. auch unter diesem Gesichtspunkte betrachtet von Interesse zu erfahren, ob Kerguelen noch heute tätige Vulkane besitzt. Sehr weit verbreitet, auch in küstenfernen Globigerinenschlammen, sind vulkanische Gläser, und zwar in besonderer Konzentration dort, wo anderes minerogenes Material, was sie maskieren könnte, mehr zurücktritt. Solche splitterigen Fragmente vulkanischer Gläser, wie sie z. B. der „Gauss" reichlich in den sehr kalkreichen Globigerinenschlammen zwischen dem Walfisch-Rücken und dem Äquator feststellte, können ebensowohl von feinverteilten Flugaschen, wie von zerriebenem Bimsstein, der an der Meeresoberfläche flottierte, herrühren.

Neben den vulkanischen Auswürflingen sind von fremden Beimengungen gröberen Korns im Globigerinenschlamm auch hier wieder glaziale Geschiebe zu nennen. Der „Challenger“ hat solche im Nordatlantischen Ozean westwärts von den Azoren bis 35° N. B. gefunden, und diese Funde, welche seitdem mehrfach von Kabeldampfern bestätigt wurden, könnten, wie im Falle der Minia-Kuppen unter 53° 21′ N. B. und 35° 10′ W. L., fast noch auf modernes Treibeis von der Großen Neufundland-Bank her zurückgeführt werden. Das geht aber nicht mehr im Falle der von der französischen Expedition an Bord des „Talisman“ im Jahre 1883 1100 km von der europäischen Küste nordöstlich von den Azoren heraufgeholten größeren Geschiebe, die F. Fouqué und Michel Lévy[358]) bearbeitet haben. Dieselben lagen im Globigerinenschlamm in Tiefen zwischen 4000 und 5000 m; doch fehlen leider alle näheren Ortsangaben. Die nichtvulkanische Herkunft dieser Gesteinsbrocken, unter denen solche mit Trilobiten sich finden, und namentlich ihre Schliffe und Kritzen verrieten unzweifelhaft die glaziale Vergangenheit derselben, sodaß man hier schon an das Treibeis der Eiszeit wird denken müssen. Das gleiche gilt wohl auch für die zahlreichen Geschiebe, welche der „Michael Sars“ im Nordatlantischen Ozean, z. T. in charakteristischer Lage im Sediment, auffand. Als Beispiel mögen die Funde seiner Station 95 in 50° 22′ N. und 11° 44′ W. südwestlich von Mizen Head auf Irland in 1797 m gelten. Unter den über 200, im Durchschnitt etwas über 7, seltener bis 15 cm Durchmesser zeigenden Geschieben stellten Peach und Horne[359]) über die Hälfte sedimentäre Gesteine neben zahlreichen Vertretern der Eruptivgesteine und einer beschränkteren Anzahl von Kristallinen Schiefern fest. Von sedimentären Gesteinen seien Grauwacken, dunkle Schiefer und Lydite, die dem Silur der südlichen Hochlande von Schottland oder dem nördlichen Irland entstammen dürften, devonische (Glengariff-) Sandsteine aus S.-W.-Irland, sowie carbonische, Hornstein-führende Crinoidenkalke, die an Gesteine von Galway und Clare in W.-Irland erinnern, genannt. Sandsteine mit Schizodus und Edmondia ähneln Gesteinen von der Solway-Küste im südlichen Schottland, von Londonderry und Tyrone in Nordirland. Kreide und Kreidefeuersteine stimmen mit Gesteinen von Antrim in Nordirland überein. Unter den Metamorphen weisen Gneise und Schiefer auf den Lewisian-Gneis und die Moine-Schiefer der nordwestlichen schottischen Hochlande hin. Alte Eruptive stimmen mit solchen von Schottland und Nordirland überein, junge Eruptivgesteine weisen nach den tertiären Vulkanen der inneren Hebriden und Nordirlands. Mehr als die Hälfte dieser Geschiebe zeigt Glazialschrammen; die meisten sind eckig, doch sind einige auch wohlgerundet und als fluvioglazial bearbeitet und transportiert zu erkennen. Unter diesen letzteren zeigen insbesondere die Kreidefeuersteine

die charakteristischen, vom gegenseitigen Aufeinanderschlagen der Gerölle beim Wassertransport erzeugten, zwiebelschaligen Schlagkegel („bulbs of percussion“, „chatter marks“). Nehmen wir hinzu, daß auch Fazettengeschiebe vertreten sind, so müssen wir die Gesteinsproben von der angeführten „Michael Sars“-Station als Glazial- und Fluvioglazialgeschiebe charakterisieren, welche durch Transport mittels Eisbergen während der Glazialzeit an ihren jetzigen Lagerungsort gelangten, da einmal nur während dieser die genannten schottischen und irischen Gebiete Gletscher beherbergten, zum zweiten aber auch aus anderen Teilen der atlantischen Randgebiete unter heutigem Klima Eisberge nicht in jene Meeresgegend gelangen. Die allochthone Natur dieser Geschiebe geht auch daraus hervor, daß die geringen, ihnen hier und da anhaftenden Tonreste gerundete Quarzkörner von über 1 mm Durchmesser enthielten, — wie sie in der Grundmasse eines Geschiebemergels etwas Gewöhnliches darstellen, — während der umgebende Globigerinenschlamm im 36,83 % betragenden, unlöslichen Rückstand 2 % eckige und gerundete Quarz- und Feldspatkörner von nur 0,09 mm führt. Die Einbettung dieser Geschiebe im Globigerinenschlamm war nicht vollständig, dieselben ragten vielmehr mehr oder minder aus dem Sediment heraus (Fig. 100) — ob wegen ungenügender späterer Sedimentation oder ob, wie die genannten Autoren meinen, infolge Sedimententfernung und nachfolgender Sedimentationsunterbrechung, mag dahingestellt bleiben — und waren an den dem Meerwasser frei ausgesetzten Flächen mit Mangan(hydr)oxyden überzogen; dieser Manganüberzug, welcher über der Linie, bis zu welcher die Geschiebe eingebettet lagen, besondere Stärke zeigte, ließ an manchen Stücken erkennen, daß sie auf der hohen Kante im Schlamm gesteckt haben müssen, in derselben Orientierung, die sie beim Herabfallen vom schmelzenden Eisberge erhielten. Eine ähnliche Gesteinsgesellschaft, die in gleicher Weise gedeutet wird, dredschte der „Michael Sars“ noch im Globigerinenschlamm des Golfes von Biscaya in 45° 26′ N., 9° 20′ W.







0 1 2 3 4 5 6 engl Zoll
0 40 80 120 160 MM.

Fig. 100.
Aufrecht im Globigerinenschlamm stehende Glazialgeschiebe mit Manganhydroxydringen oberhalb der Linie, bis zu welcher die Geschiebe im Sediment steckten. Aus 1797 m Tiefe des Nordatlantischen Ozeans südwestlich von Irland. „Michael Sars“-Station 95. Nach Murray u. Hjort, The depths of the ocean, S. 207, Fig. 149.

in 4700 m. Daß auch ein Teil der schon früher mitgeteilten, von Cole und Crook bekannt gemachten Funde von Gesteinsbrocken auf dem westirländischen Schelf und Kontinentalabhang auf den gleichen Eisstrom zurückzuführen ist, ist sicher. Daß ein anderer Teil derselben aber in der Tat, wie diese Autoren geschlossen hatten, autochthone Bestandteile des Meeresgrundes repräsentiert, dafür ist die bemerkenswerte Feststellung von Peach ein Hinweis, daß unter den glazialen Geschieben der oben genannten „Michael Sars"-Stationen durchaus der für den Boden der Porcupine-Bank so charakteristische Gabbro fehlt. Diese Bank, welche anscheinend den denudierten Rumpf eines großen tertiären Vulkanzentrums, vergleichbar denen von Mull, Skye oder St. Kilda, darstellt, dürfte daher außerhalb des Bereichs nicht nur der Eistrift, sondern auch der abtragenden Wirkung jenes Eisstroms gelegen haben, dessen Eiskälber ihre Geschiebe bis in den Golf von Biscaya trugen.

Im südatlantischen Ozean fand der „Challenger" zwischen Tristan da Cunha und Kapstadt in 35° bis 36° S. im Globigerinenschlamm gröbere Brocken kristallinischer Gesteine, denen Murray und Renard ebenfalls glaziale Herkunft zuschreiben. Reichlicher und deutlicher aber trifft man solche Zeugnisse im südlichen Indischen Ozean innerhalb der bekannten Treibeisgrenze, wobei bemerkt sei, daß in Schiffstagebüchern der Deutschen Seewarte zweimal mit Schutt befrachtete Eisberge in 43° und 44° S. gemeldet wurden. Die Deutsche Südpolarexpedition auf dem „Gauss" konnte durchgehends feststellen, daß die Globigerinenschlamme z. B. im südlichen Indischen Ozean nach der Tiefe zu ärmer an kohlensaurem Kalk werden, und Philippi hat diese später noch eingehender zu besprechende „normale Kalkschichtung", wie er sie nannte, zum Teil mit der reichlicheren Zufuhr glazialer Komponenten während der Eiszeit erklärt, wodurch die organogene Kalkkomponente gewissermaßen verdünnt wurde. Diese Deutung deckt sich mit dem, was Fr. Nansen (vergl. S. 227) betreffs der Sedimentation in Jetzt- und Eiszeit im Norwegischen Nordmeer schließen wollte. Immerhin wird man gut tun, nicht in jedem Quarz- oder Feldspatkorn, auch in der Nähe der Treibeiszonen, einen Beweis für Eistransport zu erblicken; konnte doch Philippi wahrscheinlich machen, daß das „kontinentale" Gesteinsmaterial küstenferner Schlamme des Südatlantischen Ozeans teilweise nicht vom antarktischen Kontinente herrührt.

#### Durchschnittliche Zusammensetzung der Globigerinenschlamme

Nimmt man alle die genannten Komponenten zusammen, so mag als Beispiel die Durchschnittszusammensetzung der 118 Proben von Globigerinenschlamm des „Challenger" angeführt werden:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Kalkkarbonat | Pelagische Foraminiferen . . | 53,10 | |
| | Benthonische Foraminiferen . | 2,13 | |
| | Andere Organismen . . . . | 9,24 | |
| | | S. | 64,47 |
| In HCl unlöslich | Kieselorganismen . . . . . | 1,64 | |
| | Mineralkörner . . . . . . | 3,33 | |
| | Feinstes Schlämmprodukt . . | 30,56 | |
| | | S. | 35,53 |
| | | | 100,00 |

**Korngröße der Globigerinenschlamme**

Sieht man von den im Vorigen besprochenen, gröberen Beimengungen ab, so deutet schon der äußere Habitus der Globigerinenschlamme darauf hin, daß ihre Korngröße sehr verschieden sein muß. Manche relativ grobkörnigen Schlamme der Tropenzone sind locker und fallen darum beim Aufholen leicht aus der Schlammröhre, woraus sich die häufige Bezeichnung derartiger Sedimente auf den Seekarten als Kalksand, grauer Sand usw. erklärt. Andere, feinkörnige Globigerinenschlamme dagegen stellen im feuchten Zustande einen ziemlich zähen Kalkschlamm dar, der fest in der Lotröhre haftet und an der Luft zu einem leidlich festen, kreideähnlichen Gestein erhärtet. Die Unterschiede in der Korngröße beruhen, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, auf der Zusammensetzung der kalkigen Komponente. Die grobkörnigen Globigerinenschlamme bestehen zum größten Teile aus mehr oder weniger unversehrten Gehäusen planktonischer Foraminiferen, während deren Bruchstücke und die Hartgebilde der Coccolithophoriden hier zurücktreten. In den feinkörnigen Schlammen dagegen herrschen Coccolithen und Fragmente jener Foraminiferen, während intakte Gehäuse der letzteren selten sind. Im allgemeinen wird der Globigerinenschlamm desto feinkörniger, je mehr er sich dem Roten Ton nähert. Es findet also in den größeren Tiefen, in denen sich der Übergang zu diesem Sediment vollzieht, nicht nur eine allmähliche Auflösung der kalkigen Schalenreste, sondern anscheinend auch eine mechanische Zertrümmerung statt. Diese Zertrümmerung ist aber ebenso wie die Auflösung nicht nur von der Tiefe, sondern auch von der geographischen Lage abhängig. Wie die Tabellen des „Gauss“-Werkes zeigen, liegt die Grenze von Globigerinenschlamm und Rotem Ton im Westafrikanischen Becken des Südatlantischen Ozeans erheblich tiefer als im Südindischen Ozean, und es lagern sich daher zwischen dem Walfisch-Rücken und dem Äquator noch in Tiefen von 5000—6000 m Globigerinenschlamme von hohem Kalkgehalt ab, die dementsprechend auch ziemlich grobkörnig sind. Auch hier bemerkt man, daß mit abnehmender Tiefe die Schlamme grobkörniger werden, ohne

daß gleichzeitig der Kalkgehalt erheblich steigt. Im übrigen müssen bei sonst ganz gleichen Verhältnissen die Schlamme tropischer Regionen grobkörniger sein, als die höherer Breiten, weil dort die einzelnen Individuen der pelagischen Foraminiferen erheblich größer sind, als hier. Daß die außerordentliche Feinkörnigkeit gewisser, ziemlich kalkreicher Globigerinenschlamme mittlerer Tiefen besonders im wärmeren Teile der gemäßigten Zone auf den großen Reichtum dieser Sedimente an Coccolithen zurückzuführen ist, wurde bereits früher erwähnt.

**Chemische Zusammensetzung der Globigerinenschlamme**

Die chemische Analyse eines Globigerinenschlammes von mittlerem Kalkgehalte aus 45° 39′ S., 73° 21′ O. und 3630 m Tiefe (Station 88 des „Gauss") ergab nach Umrechnung auf Natriumchlorid-freie Substanz nach GEBBING[360]) folgende Zusammensetzung:

| | |
|---|---|
| $CaCO_3$ | 59,7 |
| $MgCO_3$ | 1,4 |
| $CaO$ | 3,0 |
| $MgO$ | 0,6 |
| $CaSO_4$ | 0,8 |
| $MnO$ | 0,004 |
| $Fe_2O_3$ | 3,5 |
| $Al_2O_3$ | 5,7 |
| $SiO_2$ | 24,2 |
| $Ca_3(PO_4)_2$ | starke Reaktion |
| Glühverlust | 0,8 |
| Summe: | 99,7 |

Während wir der Frage des Kalkgehaltes noch späterhin unsere Aufmerksamkeit werden schenken müssen, mag einigen anderen Bestandteilen schon hier eine kurze Bemerkung gewidmet werden. Im großen und ganzen steigt mit dem $SiO_2$-Gehalt auch der Gehalt an $Al_2O_3$, aber immer ist der erstere im Vergleich zum letzteren höher als er dem Verhältnis beider im Kaolin, 1,2, entspricht. Das jeweilige Plus an freiem $SiO_2$ geht auf Rechnung freien Siliciumdioxyds, in der Hauptsache wohl feinster Quarzsplitter. Gegen den in vielen Proben angegebenen Gehalt an Magnesiumkarbonat hat GEBBING Bedenken geäußert, die eine weitere Nachprüfung dieser Frage erfordern. Doch mag hier erwähnt sein, daß schon VON GÜMBEL einen Umtausch zwischen den Magnesiumsalzen des Meerwassers und dem Kalkkarbonat des feinen Schlammes annahm, in demselben Sinne, wie es neuerdings für die Dolomitisierung von Flachseekalken geschieht. Schon A. G. HÖGBOM hat aber auseinandergesetzt, daß diese Umsetzung in der Tiefsee

kaum verwirklicht sein dürfte, da die an $CaCO_3$ reicheren Tiefseesedimente nicht einmal so hohen absoluten Gehalt an $MgCO_3$ wie die karbonatärmsten haben. HÖGBOM glaubte demgegenüber nach den Analysen des „Challenger"-Berichtes mit der der Tiefenzunahme im allgemeinen parallel gehenden Abnahme des Kalkgehaltes eine relative Anreicherung des Magnesium- (oder richtiger Magnesium-Calcium-) Karbonates einhergehen zu sehen. Allerdings müßte hierzu die Hilfsannahme gemacht werden, daß schon die Schalen der planktonischen Kalklieferanten geringe Mengen von Magnesium enthalten, was uns die Analysen (nach den Tabellen von BÜTSCHLI) in der Tat bestätigen. Doch auch die HÖGBOMsche Deutung wird unsicher, wenn man die Adsorption von Ca, Mg und Alkalien durch die Tiefseeschlamme berücksichtigt, auf welche erst GEBBING und CASPARI neuerdings aufmerksam machten. So dürfte auch das sowohl in den „Challenger"-, wie in den „Gauss"-Analysen von Globigerinenschlammen angegebene Sulfat direkt aus dem Meerwasser stammen. Der Glühverlust, welcher in den „Challenger"-Analysen zwischen 1,0 und 9,6 % schwankte und im allgemeinen mit der minerogenen Komponente stieg und fiel, mag daher mehr von der vorhandenen Ton- und Kieselerde, sowie Eisenoxyden abhängen als von organischen Substanzen. Deren Beteiligung ist im allgemeinen nicht groß. Wird aber Globigerinenschlamm in Salzsäure aufgelöst, so bleiben als Rest flockige Teilchen zurück, die im Platintiegel erhitzt eine schwarze Asche zurücklassen. Immerhin scheinen diese organischen Stoffe des Globigerinenschlammes zu genügen, um den Schlammfressern als Nahrung zu dienen, machte doch schon J. MURRAY darauf aufmerksam, daß noch heute im fossilen Globigerinengestein von Malta die Kanäle zu sehen sind, welche sich Echinodermen und Anneliden durch den Schlamm gefressen haben, wobei übrigens auch auf die schlackigen Abarten der „Krustensteine" des Mittelmeeres zurückverwiesen sei. H. LOHMANN fand mit Globigerinenschlamm vermischt — insbesondere in der obersten, einen flüssigen Schlamm darstellenden Schicht des Sedimentes, welche mit Schöpfapparaten gewonnen werden muß, — reichlich rundliche und wurstförmige Fäkalballen. VON GÜMBEL wollte an Proben von der „Gazelle"-Reise festgestellt haben, daß es sich bei der Schlammnahrung nicht nur um albuminose Reste handelt, sondern auch um Fette; in Gestalt blendend weißer Knöllchen im Sedimente auftretend, ließen sich diese Substanzen durch siedenden Alkohol ausziehen. Ihre Menge wurde auf $^1/_{1000}$ des Sediments geschätzt. Falls diese an nur geringen Substanzmengen ausgeführten Bestimmungen richtig sind, dürfte es sich um Fettsubstanzen handeln, die von Planktonten gebildet wurden, um damit ihr spezifisches Gewicht dem des Wassers, in dem sie schwebten, anzupassen. Mit den Leichen dieser Lebewesen dürfte

eben auch ein Teil dieser Substanzen zu Boden sinken, während ein anderer Teil vom Meerwasser aufgenommen und verseift wird. Wenn VON GÜMBEL aber gemeint hat, die Fetthaltigkeit des Globigerinenschlammes sei geeignet, die in vielen Kalksteinen der Erdrinde enthaltenen bituminösen Beimengungen und gewisse Petroleumlager verständlich zu machen, so mag er bezüglich der ersteren z. T. recht gehabt haben; eigentliche Petroleumlagerstätten[361]) dagegen dürften, zumal der Globigerinenschlamm und die übrigen Eupelagischen Sedimente nicht nur relativ arm an solchen organischen Stoffen sind, sondern auch durchaus ungeeignet zu deren längerer Aufbewahrung erscheinen, viel eher auf die organischen Stoffe der Massen abgestorbener Planktonwesen zurückgehen, die sich an geeigneten Stellen im Flachwasser ablagern. — Bei dieser Gelegenheit sei kurz auf die Verbreitung organischer Verbindungen in Tiefseesedimenten überhaupt eingegangen. Nach H. GAZERT[362]) besteht keine merkbare Abhängigkeit der Menge der organischen Stoffe von der Menge der organogenen Komponenten (Foraminiferenschalen usw.). „Es sind sogar die niedrigsten Werte 0,7 und 0,8 % im Globigerinenschlamm, der höchste Wert 4,5 % im Roten Ton gefunden worden.“ Aber auch eine reine Abhängigkeit von der Tiefe besteht nicht; denn nach GEBBING enthielten 3 Globigerinenschlamme der „Gazelle“ 0,8—6,0 %, 11 Globigerinenschlamme des „Challenger“ 1,7—9,6 %, 2 Rote Tone der „Gazelle“ 5,2 und 9,8 %, 18 Rote Tone des „Challenger“ 3,6—10,4 %, 8 Glazialtone des „Fram“ 4,7—8,2 % organische Substanz („Glühverlust“). Wahrscheinlich sind eine ganze Reihe von Faktoren für den schließlichen Gehalt der Sedimente an organischen Stoffen (der im Verlaufe der Diagenese und späterer Einwirkungen weiteren Änderungen unterliegen kann) maßgebend, nämlich außer der Zufuhr organogener Komponenten überhaupt die Schnelligkeit der Sedimentation, die größere oder geringere Zirkulation des Wassers, der O-Gehalt des Wassers, die Hygroskopizität der Ablagerung u. a. m.. — Die Gründe, welche es bedingen, daß sich organische Ablagerungen etwa humusartiger Substanzen in der küstenfernen Tiefsee nicht anzuhäufen vermögen, — denn ein Beweis dafür, daß die früher erwähnten festländischen Pflanzenreste, welche AL. AGASSIZ im Globigerinenschlamm zwischen der amerikanischen Westküste und den Galápagos auffand, sich nicht vollkommen zersetzen, sondern erhalten bleiben, wäre noch zu liefern, — hat E. PHILIPPI[363]) unter Hinweis auf den Sauerstoffgehalt des Tiefseewassers, welcher intensive Verwesung bedingen muß, auseinandergesetzt.

### Farbe der Globigerinenschlamme

Die typischen, kalkreichen Globigerinenschlamme besitzen sehr helle Farben, die zwischen Weiß, Hellgrau, Cremegelb und hellstem Rosa

spielen. Die Globigerinenschlamme mit geringerem Kalkgehalt, bei denen sich die organogene Kalkkomponente mit mehr oder minder reichlicher minerogener Substanz vermengt, haben verschiedene Färbungen, die von der Beschaffenheit eben dieser anorganischen Komponente abhängen. Im feuchten Zustande sind diese entweder nach dem Blauschlick oder nach dem Roten Ton tendierenden Sedimente plastischer, trocken härter als die reinen Globigerinenschlamme.

## Tiefen der Globigerinenschlamme

Die Durchschnittstiefe der 118 Globigerinenschlamme des „Challenger" betrug 3658 m, diejenige der 53 „Valdivia"-Proben 2890 m, die der 50 „Gauss"-Proben 4163 m. Während der „Challenger"-Wert, wie bei der größeren Anzahl von Proben nicht anders zu erwarten ist, dem wirklichen Durchschnitt am nächsten kommen dürfte, erklären sich die abweichenden Zahlen der „Valdivia" und des „Gauss" durch deren Reisewege; die „Valdivia" lief häufig Inseln an und hielt sich auf längeren Strecken nicht allzuweit von größeren Kontinentalmassen entfernt, lotete daher eine nicht geringe Anzahl von Übergangssedimenten zum Blauschlick, die Reise des „Gauss" dagegen führte fast immer durch tiefes, küstenfernes Meer und brachte daher vorwiegend die reineren Typen zu Tage. Die größte Tiefe, bei welcher die „Valdivia" noch Globigerinenschlamm antraf, beträgt 5695 m und liegt im Atlantischen Ozean fast unmittelbar unter dem Äquator (0° 9,5′ S., 8° 32′ W.). Da dieser tiefste Globigerinenschlamm noch 67% $CaCO_3$ enthält, kann die Auflösung des Kalkes an dieser Stelle noch nicht sehr energisch sein oder aber die Zufuhr von kalkigen Komponenten ist hier ausnehmend stark. Der auffallenden Tatsache, daß an gewissen Stellen im Nordatlantischen Ozean zwischen 40 und 50° N. Breite typische Globigerinenschlamme bis zu 6000 m hinabreichen, werden wir später noch näherzutreten haben. Im Südatlantischen Ozean liegt die Tiefengrenze zwischen Globigerinenschlamm und Rotem Ton schon bei 5200 m; noch höher hinauf rückt die Grenze zwischen diesen beiden Sedimenten im südindischen Ozean, wo der Rote Ton bereits in einer Tiefe von 4700 m erscheint. Man möchte also nach diesen Ergebnissen der „Deutschen Tiefsee-Expedition" im allgemeinen ein Ansteigen der unteren Tiefengrenze des Globigerinenschlammes vom Äquator nach dem Südpol hin annehmen; außerdem scheint es, daß im Atlantischen Ozean dieses Sediment in größere Tiefen hinabreicht, als im Indischen und Pazifischen Ozean.

**Kalkgehalt der Globigerinenschlamme**

Da die Unterscheidung der kalkärmeren Globigerinenschlamme von den Roten Tonen vermittels des Kalkgehaltes, von welchem bei ersteren mindestens 30% vorhanden sein müssen, geschieht, ist es nötig, eingehender die Beziehungen zwischen Kalkgehalt der Globigerinenschlamme und Tiefe zu erörtern. Eine solche Beziehung ist in der Tat vorhanden, wenn sie auch bis in die neueste Zeit von einem der bekanntesten Ozeanographen, J. THOULET, geleugnet wurde. Die eingehendsten Vergleiche sind in dieser Beziehung von GEBBING und von E. PHILIPPI angestellt worden. GEBBING hat die Karbonatgehalte der Globigerinenschlamme des „Challenger", der „Gazelle" und des „Gauss" in einer Tabelle nach wachsender Tiefe zusammengestellt und von 200 zu 200 m die Mittel ausgerechnet. Diese Mittel schwanken sehr stark, erreichen bei den Proben aus größeren Tiefen als 4600 m die kleinsten Werte, abgesehen von dem Mittel der drei Proben aus über 5200 m, das wieder einen hohen Wert (67,2%) erreicht. Noch beträchtlicher schwanken die Einzelwerte, aus denen diese Mittel gebildet wurden; der höchste Wert erreicht oft das Doppelte und gar Dreifache des niedrigsten, z. B.

40,6% bis 92,3% $CaCO_3$ zwischen 2800 und 3000 m,
32,7% bis 93,9% $CaCO_3$ zwischen 3600 und 3800 m,
49,9% bis 92,5% $CaCO_3$ zwischen 4000 und 4200 m.

Sehr anschaulich wirkt auch eine graphische Darstellung derselben Werte mit den Tiefen als Abscisse und den Calciumkarbonatgehalten als Ordinate. Die Punkte durchschwärmen die ganze Ebene, und GEBBING möchte es daher als nicht angängig bezeichnen, aus den Einzelwerten irgendwelche Mittel zu bilden, die dann leicht zu weitgehenden Folgerungen führen, und kommt zu dem Schluß, daß eine reine Abhängigkeit des Karbonatgehaltes des Globigerinenschlammes von der Tiefe nicht bestehen dürfte, daß vielmehr noch Momente ganz andersartiger Natur eine hervorragende Rolle spielen müssen. Anderseits scheint doch das Auftreten des meist sehr karbonatarmen Roten Tones die Abhängigkeit des Karbonatgehaltes von der Tiefe für die gesamten Eupelagischen Sedimente zu beweisen, denn Roter Ton tritt durchschnittlich in größerer Tiefe auf als Globigerinenschlamm; und in der Tat erkennt man auch, wenn man in der GEBBINGschen Darstellung das Existenzbereich des Globigerinenschlammes unter Weglassung vereinzelt stehender Proben mit einer Kurve umrandet, daß dasselbe eine gedrungene, schräg von links oben — wo sich hoher Kalkgehalt und geringe Tiefe — nach rechts unten — wo sich geringer Kalkgehalt und größere Tiefe paaren — hinziehende Ellipse bildet, d. h. mit anderen Worten, daß in

den geringeren Tiefen die niedrigeren Kalkgehalte, in den größeren Tiefen aber die hohen Kalkgehalte fehlen. Gleichwohl müssen wir GEBBING Recht geben, wenn er vor einer zu starken und alleinigen Betonung der Abhängigkeit des Karbonatgehaltes der Eupelagischen Sedimente von der Tiefe warnt. Das gilt z. T. auch für die Ausführungen von E. PHILIPPI, auf die wir übrigens später noch eingehender zurückkommen müssen. PHILIPPI stellte hinsichtlich der „Gauss"-Proben fest, „daß die Kalkschlamme aus Tiefen über 5000 m konstant kalkärmer sind als die ihnen benachbarten, welche aus geringeren Tiefen stammen", und meinte, daß die Abhängigkeit des Kalkgehaltes von der Tiefe viel schärfer hervortreten würde, wenn man nicht das Mittel aus sämtlichen Globigerinenschlammen nehmen, sondern sie etwa in Gruppen von 10 zu 10 Breitengraden anordnen würde. Da die ganze Frage einerseits große regionale Bedeutung hat, anderseits aber auch für die aktualistische Beurteilung der Entstehung gewisser fossilen Meeressedimente und damit für die Paläogeographie von Wichtigkeit ist, bin ich diesem Vorschlage von PHILIPPI gefolgt, aber unter absichtlicher Beschränkung auf den Atlantischen Ozean. Diese Beschränkung schien mir im Interesse eines möglichst eindeutigen Resultates besonders deshalb wichtig, da, wie später noch ausführlich zu erörtern sein wird, offenbar die Wasserzirkulation der Ozeane nicht ohne Einfluß auf diese Verhältnisse ist und mit dem Wechsel dieser in den drei Ozeanen infolge ihrer ganz verschiedenen geographischen Erstreckung und Konfiguration völlig verschiedene Verhältnisse zu erwarten sind, wie bereits oben an einem Beispiele bestätigt wurde. Die Beschränkung meiner Untersuchung auf die Globigerinenschlamme des Atlantischen Ozeans bedeutet also den großen Vorteil der Einheitlichkeit des ozeanographischen und dabei vor allem des Wasserzirkulations-Systems. Dem hiermit jedoch gegebenen Nachteil der kleineren Anzahl benutzbarer Proben suchte ich dadurch zu begegnen, daß ich zu den schon von GEBBING benutzten Werten der „Challenger"-, „Gazelle"- und „Gauss"-Proben noch die der „Valdivia"-Globigerinenschlamme des Atlantischen Ozeans hinzunahm und außerdem noch — hauptsächlich, um einige Lücken im nördlichen Teile des Ozeans zu schließen, — diejenigen Proben von der „Minia"-[364]) und „Britannia"-Reise[365]) verwertete, bei denen der Kalkgehalt wirklich durch Analyse bestimmt, nicht, wie bei der Mehrzahl lediglich geschätzt wurde. Von Proben mit solchem geschätzten Kalkgehalt sind nur wenige eingeschlossen worden. Alle diese Kalkgehaltswerte wurden für die Tiefen zwischen 2000—3000 m, 3000 bis 4000 m, 4000—5000 m und unter 5000 m zusammengeordnet und in jeder dieser vier Tiefenzonen die Durchschnitte der Zonen von je 10 Breitengraden Breite berechnet:

**Tabellen der Kalkgehalte der Globigerinenschlamme des Atlantischen Ozeans**

**(Vorbemerkung: Die in der Rubrik: „% Kalkgehalt“ angegebenen, eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf den Kalkgehalt tieferer, also älterer Lagen der betreffenden Proben, welcher nicht berücksichtigt werden konnte, da es sich nur um den Vergleich der jetzt in Bildung begriffenen, gleichaltrigen, oberen Lagen handelt. Näheres über diese Fälle wolle man im Abschnitt über Schichtung vergleichen.)**

## Globigerinenschlamme. Atlantischer Ozean. 2000—3000 m

| | Breite | Länge | Station | Tiefe in m | % Kalkgehalt | % Kalkgehalt im Durchschnitt der 10°-Zonen |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 50—60° N. | 58° 37′ N. | 11° 33′ W. | Valdivia 11 | 1750 | 47 | 54 |
| | 53° 14′ N. | 35° 30′ W. | Minia 98 | 2640 | 69 | |
| | 53° 14′ N. | 35° 10′ W. | „ 53 | 2831 | 46 | |
| | 50° 50′ N. | 12° 12′ W. | Britannia 412 | 2067 | 55 | |
| 30—40° N. | 36° 23′ N. | 11° 18′ W. | Challenger VI | 2789 | 68 | 68 |
| 20—30° N. | 24° 43′ N. | 17° 1′ W. | Valdivia 32 | 2480 | 47 | 47 |
| 0—10° N. | 1° 22′ N. | 26° 36′ W. | Challenger 107 | 2743 | 80 | 76 |
| | 0° 56′ N. | 29° 25′ W. | „ 109 d | 2606 | 73 | |
| 0—10° S. | 5° 56′ S. | 34° 45′ W. | Challenger 117 | 2514 | 57 | 57 |
| 10—20° S. | 10° 11′ S. | 35° 22′ W. | Challenger 124 | 2926 | 41 | 46 |
| | 13° 6′ S. | 38° 7′ W. | „ 128 | 2332 | 51 | |
| 30—40° S. | 33° 23′ S. | 16° 19′ O. | Valdivia 91 | 2670 | 56 | 53 |
| | 35° 0′ S. | 17° 57′ O. | Challenger 140 | 2286 | 50 | |
| | 35° 33′ S. | 18° 20′ O. | Valdivia 112 | 2750 | 54 | |

## Globigerinenschlamme. Atlantischer Ozean. 3000—4000 m

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 50—60° N. | 53° 8′ N. | 35° 10′ W. | Minia 50 | 3136 | 56 | 56 |
| 40—50° N. | 44° 34′ N. | 21° 39′ W. | Britannia 389 | 3923 | 74 | 74 |
| 30—40° N. | 39° 26′ N. | 34° 13′ W. | Britannia 71 | 3641 | 73 | 78 |
| | 38° 25′ N. | 35° 50′ W. | Challenger 70 | 3063 | 83 | |
| | 38° 18′ N. | 34° 48′ W. | „ 71 | 3063 | 88 | |
| | 38° 3′ N. | 39° 19′ W. | „ 68 | 3977 | 72 | |
| | 36° 21′ N. | 23° 31′ W. | „ 79 | 3703 | 56 | |
| | 33° 52′ N. | 17° 36′ W. | Gazelle 6 | 3700 | 83 | |
| | 33° 13′ N. | 18° 13′ W. | Challenger 83 | 3017 | 71 | |
| | 32° 41′ N. | 36° 6′ W. | „ 354 | 3063 | 91 | |
| | 32° 26′ N. | 65° 9′ W. | „ 35 B | 3840 | 77 | |
| | 32° 15′ N. | 65° 8′ W. | „ 35 C | 3566 | 81 | |
| 20—30° N. | 27° 24′ N. | 16° 55′ W. | Challenger 1 | 3456 | 50 | 61 |
| | 25° 52′ N. | 19° 22′ W. | „ 2 | 3552 | 65 | |
| | 21° 57′ N. | 43° 29′ W. | „ 12 | 3703 | 45 | |
| | 21° 38′ N. | 44° 39′ W. | „ 13 | 3475 | 75 | |
| | 21° 1′ N. | 46° 29′ W. | „ 14 | 3566 | 70 | |

| | Breite | Länge | Station | Tiefe in m | % Kalkgehalt | % Kalkgehalt im Durchschnitt der 10°-Zonen |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 10—20° N. | 19° 4' N. | 24° 6' W. | Challenger 91 | 3795 | 61 | 59 |
| | 17° 54' N. | 24° 41' W. | „ 92 | 3612 | 57 | |
| 0—10° N. | 9° 21' N. | 18° 28' W. | Challenger 98 | 3200 | 62 | 79 |
| | 2° 37' N. | 3° 28' O. | Valdivia 55 | 3513 | 58 | |
| | 1° 47' N. | 24° 26' W. | Challenger 106 | 3383 | 89 | |
| | 1° 10' N. | 28° 23' W. | „ 108 | 3475 | 85 | |
| | 0° 25' N. | 17° 45' W. | Gauss 130 | 3230 | 86 (83) | |
| | 0° 8' N. | 16° 17' W. | „ 128 | 3330 | 91 (76) | |
| 0—10° S. | 4° 2' S. | 32° 47' W. | Challenger 115 | 3932 | 79 | 78 |
| | 5° 45' S. | 14° 25' W. | „ 345 | 3676 | 94 | |
| | 7° 28' S. | 34° 2' W. | „ 118 | 3749 | 37 | |
| | 7° 39' S. | 34° 12' W. | „ 119 | 3017 | 49 | |
| | 8° 44' S. | 11° 51' W. | Gauss 122 | 3160 | 92 (89) | |
| | 9° 22' S. | 9° 46' W. | „ 120 | 3690 | 96 (94) | |
| | 9° 44' S. | 8° 39' W. | „ 119 | 3750 | 96 (91) | |
| 10—20° S. | 10° 9' S. | 35° 11' W. | Challenger 123 | 3136 | 55 | (55) |
| 20—30° S. | 20° 13' S. | 35° 19' W. | Challenger 129 | 3932 | 46 | 81 |
| | 21° 15' S. | 14° 2' W. | „ 338 | 3639 | 93 | |
| | 27° 32' S. | 3° 7' O. | Gauss 109 | 3230 | 93 | |
| | 27° 54' S. | 13° 13' W. | Challenger 336 | 3456 | 79 | |
| | 28° 16' S. | 17° 19' W. | Gauss 17 | 3950 | 90 (61) | |
| | 29° 58' S. | 15° 16' W. | „ 18 | 3620 | 85 (80) | |
| 30—40° S. | 31° 3' S. | 12° 44' W. | Gauss 19 | 3500 | 89 (66) | 81 |
| | 31° 41' S. | 11° 9' W. | „ 20 | 3750 | 92 (83) | |
| | 33° 20' S. | 15° 58' O. | Valdivia 90 | 3202 | 69 | |
| | 33° 39' S. | 5° 11' W. | Gauss 24 | 3980 | 94 (89) | |
| | 34° 15' S. | 16° 59' O. | „ 30 | 3150 | 65 (64) | |
| | 35° 25' S. | 23° 40' W. | Challenger 132 | 3749 | 85 | |
| | 35° 36' S. | 21° 12' W. | „ 333 | 3703 | 89 | |
| | 35° 41' S. | 20° 55' W. | „ 133 | 3475 | 86 | |
| | 35° 45' S. | 18° 31' W. | „ 334 | 3502 | 85 | |
| | 36° 12' S. | 12° 16' W. | „ 134 | 3703 | 59 | |
| | 37° 47' S. | 30° 20' W. | „ 331 | 3136 | 78 | |
| 40—50° S. | 42° 32' S. | 56° 29' W. | Challenger 318 | 3731 | 33 | 33 |

Globigerinenschlamme. Atlantischer Ozean. 4000—5000 m

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 40—50° N. | 47° 14' N. | 17° 20' W. | Britannia 399 | 4499 | 64 | 62 |
| | 43° 8' N. | 20° 16' W. | „ 440 | 4627 | 60 | |
| | 40° 43' N. | 36° 22' W. | „ 218 | 4682 | 61 | |

| | Breite | Länge | Station | Tiefe in m | % Kalkgehalt | % Kalkgehalt im Durchschnitt der 10°-Zone |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 30—40° N. | 39° 37′ N. | 35° 23′ W. | Britannia 75 | 4261 | 62 | 58 |
| | 37° 54′ N. | 41° 44′ W. | Challenger 67 | 4938 | 54 | |
| | 35° 51′ N. | 68° 30′ W. | „ 40 | 4892 | 46 | |
| | 35° 35′ N. | 50° 27′ W. | „ 64 | (4938) | 35 | |
| | 35° 3′ N. | 21° 25′ W. | „ 80 | 4865 | 66 | |
| | 34° 28′ N. | 58° 56′ W. | „ 60 | 4709 | 31 | |
| | 34° 11′ N. | 19° 52′ W. | „ 81 | 4892 | 62 | |
| | 34° 4′ N. | 14° 18′ W. | „ VII. a. | 4115 | 75 | |
| | 33° 46′ N. | 19° 17′ W. | „ 82 | 4389 | 80 | |
| | 33° 20′ N. | 64° 37′ W. | „ 55 | 4572 | 55 | |
| | 33° 3′ N. | 66° 32′ W. | „ 38 | 4755 | 51 | |
| | 32° 54′ N. | 63° 22′ W. | „ 59 | 4316 | 55 | |
| | 32° 43′ N. | 15° 52′ W. | „ VII. b. | 4069 | 53 | |
| | 32° 39′ N. | 65° 6′ W. | „ 35 A | 4480 | 66 | |
| | 32° 18′ N. | 65° 38′ W. | „ 37 | 4846 | 62 | |
| | 31° 49′ N. | 64° 55′ W. | „ 32 | 4115 | 70 | |
| | 31° 24′ N. | 65° 0′ W. | „ 31 | 4526 | 55 | |
| 20—30° N. | 25° 46′ N. | 20° 34′ W. | Challenger 86 | 4206 | 58 | 59 |
| | 23° 58′ N. | 21° 18′ W. | „ 88 | 4206 | 64 | |
| | 22° 45′ N. | 40° 37′ W. | „ 11 | 4709 | 51 | |
| | 22° 18′ N. | 22° 2′ W. | „ 89 | 4389 | 59 | |
| | 20° 49′ N. | 48° 45′ W. | „ 15 | 4252 | 68 | |
| | 20° 39′ N. | 50° 33′ W. | „ 16 | 4453 | 52 | |
| | 20° 7′ N. | 52° 32′ W. | „ 17 | 4362 | 58 | |
| 10—20° N. | 13° 36′ N. | 22° 49′ W. | Challenger 95 | 4206 | 54 | 42 |
| | 10° 25′ N. | 20° 30′ W. | „ 97 | 4709 | 30 | |
| 0—10° N. | 3° 10′ N. | 14° 51′ W. | Challenger 348 | 4480 | 83 | 69 |
| | 3° 8′ N. | 14° 49′ W. | „ 102 | 4480 | 66 | |
| | 2° 56′ N. | 11° 41′ W. | Valdivia 45 | 4990 | 51 | |
| | 2° 25′ N. | 20° 1′ W. | Challenger 104 | 4572 | 72 | |
| | 0° 9′ N. | 30° 18′ W. | „ 110 | 4160 | 73 | |
| 0—10° S. | 0° 15′ S. | 14° 25′ W. | Challenger 347 | 4115 | 84 | 79 |
| | 0° 48′ S. | 17° 53′ W. | Gauss 5 | 4070 | 87 (55) | |
| | 1° 45′ S. | 30° 58′ W. | Challenger 111 | 4526 | 36 | |
| | 2° 13′ S. | 16° 3′ W. | Gauss 126 | 4080 | 93 (76) | |
| | 2° 42′ S. | 14° 41′ W. | Challenger 346 | 4298 | 85 | |
| | 3° 0′ S. | 16° 3′ W. | Gauss 125 | 4170 | 90 (79) | |
| | 3° 33′ S. | 32° 16′ W. | Challenger 112 | 4023 | 81 | |
| | 3° 39′ S. | 16° 44′ W. | Gauss 7 | 4990 | 73 (62) | |
| | 4° 25′ S. | 16° 4′ W. | „ 124 | 4120 | 95 (86) | |
| | 5° 1′ S. | 33° 50′ W. | Challenger 116 | 4160 | 65 | |
| 10—20° S. | 10° 14′ S. | 18° 24′ W. | Gauss 9 | 4730 | 77 (72) | 88 |
| | 12° 11′ S. | 6° 12′ W. | „ 117 | 4655 | 91 (89) | |
| | 14° 12′ S. | 6° 0′ W. | „ 116 | 4180 | 95 (93) | |

| | Breite | Länge | Station | Tiefe in m | % Kalk-gehalt | % Kalkgehalt im Durchschnitt der 10°-Zonen |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 20—30° S. | 25° 52′ S. | 20° 5′ W. | Gauss 15 | 4610 | 53 (28) | 50 |
| | 26° 2′ S. | 1° 39′ O. | „ 111 | 4940 | 91 (75) | |
| | 26° 15′ S. | 32° 56′ W. | Challenger 130 | 4298 | 36 | |
| | 28° 2′ S. | 3° 43′ O. | Gauss 108 | 4160 | 81 (74) | |
| | 28° 48′ S. | 10° 16′ O. | „ 104 | 4820 | 33 | |
| | 29° 35′ S. | 28° 9′ W. | Challenger 131 | 4160 | 56 | |
| 30—40° S. | 30° 49′ S. | 12° 5′ O. | Gauss 103 | 4030 | 88 (77) | 63 |
| | 32° 7′ S. | 8° 29′ W. | „ 22 | 4210 | 91 (87) | |
| | 32° 53′ S. | 7° 45′ W. | „ 23 | 4260 | 89 (83) | |
| | 35° 35′ S. | 16° 9′ O. | Challenger 139 | 4252 | 47 | |
| | 35° 59′ S. | 1° 34′ O. | „ 137 | 4663 | 35 | |
| | 36° 23′ S. | 17° 38′ O. | Valdivia 115 | 4170 | 40 | |
| | 37° 29′ S. | 27° 31′ W. | Challenger 332 | 4023 | 66 | |
| | 37° 31′ S. | 17° 2′ O. | Valdivia 117 | 4953 | 44 | |
| 40—50° S. | 42° 18′ S. | 14° 1′ O. | Valdivia 120 | 4594 | 65 | 62 |
| | 46° 2′ S. | 11° 35′ O. | „ 122 | 4788 | 59 | |

Globigerinenschlamme. Atlantischer Ozean. 5000—6000 m und mehr

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 40—50° N. | 43° 9′ N. | 19° 45′ W. | Britannia 442 | 6006 | 48 | 44 |
| | 42° 9′ N. | 14° 38′ W. | Gazelle 3 | 5103 | 37 | |
| | 41° 11′ N. | 40° 30′ W. | Britannia 209 | 5307 | 48 | |
| 30—40° N. | 37° 24′ N. | 44° 14′ W. | Challenger 66 | 5029 | 35 | 34,5 |
| | 35° 29′ N. | 50° 53′ W. | „ 63 | 5029 | 34 | |
| 0—10° N. | 0° 39′ N. | 18° 54′ W. | Gauss 139 | 5000 | 83 (51) | 83 |
| | 0° 29′ N. | 18° 57′ W. | „ 135 | 5320 | 82 (39) | |
| | 0° 22′ N. | 18° 54′ W. | „ 136 | 5320 | 83 (40) | |
| 0—10° S. | 0° 10′ S. | 8° 32′ W. | Valdivia 47 | 5695 | 67 | (67) |
| 10—20° S. | 10° 29′ S. | 6° 23′ W. | Gauss 118 | 5250 | 94 (83) | 90 |
| | 18° 36′ S. | 5° 9′ W. | „ 115 | 5430 | 85 (48) | |
| 20—30° S. | 21° 39′ S. | 4° 42′ W. | Gauss 114 | 5130 | 88 (86) | 77 |
| | 23° 35′ S. | 4° 11′ W. | „ 113 | 5170 | 88 (74) | |
| | 26° 49′ S. | 5° 54′ O. | Valdivia 85 | 5040 | 43 | |
| | 27° 0′ S. | 2° 35′ O. | Gauss 110 | 5020 | 89 (76) | |
| 30—40° S. | 30° 35′ S. | 6° 10′ O. | Valdivia 87 | 5108 | 37 | 36,5 |
| | 35° 11′ S. | 2° 43′ O. | Gauss 26 | 5260 | 36 (5) | |
| 40—50° S. | 41° 5′ S. | 14° 52′ O. | Valdivia 119 | 5230 | 43 (10) | (43) |

Eine Anordnung dieser Durchschnittswerte in einem Koordinatensystem mit der geographischen Breite als Abscisse und dem Kalkgehalt als Ordinate und eine Verbindung der gefundenen Punkte durch Gerade

20*

ergab für die vier Tiefenzonen je eine zwar mit manchen Ecken versehene Kurve (Fig. 101), deren Vergleich aber nunmehr die Bedeutung der einzelnen Faktoren für den Kalkgehalt deutlicher erkennen lassen dürfte als die von GEBBING gewählte graphische Darstellung. Alle vier Kurven zeigen

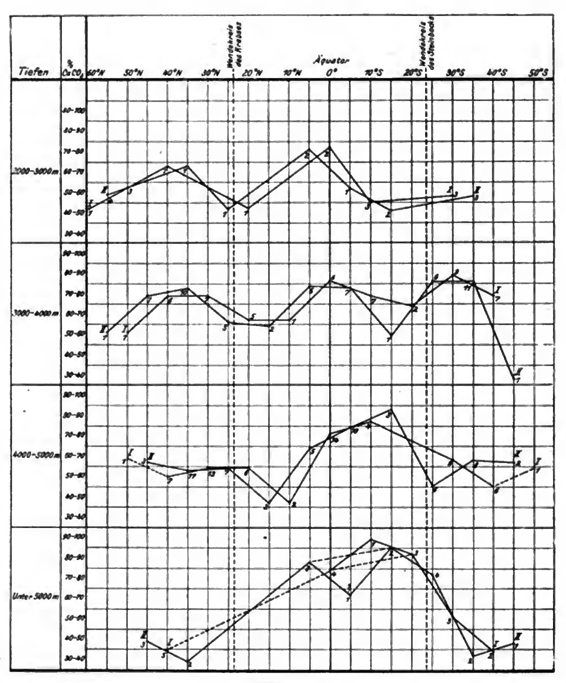



Fig. 101.

Kurven der Durchschnitte der Prozentgehalte an $CaCO_3$ der Globigerinenschlamme des Atlantischen Ozeans (Grundproben des „Challenger", der „Gazelle", der „Valdivia", des „Gauss", der „Minia" (partim), sowie der „Britannia" (partim). (Die Kurven, welche die Durchschnittszahlen von 10 zu 10° Breite verbinden, sind mit I, diejenigen, welche sich auf die Durchschnittszahlen von 5 zu 5° Breite beziehen, mit II bezeichnet. Die arabischen Zahlen unter, bezw. neben den Kurven geben die Anzahl der zur Berechnung der Durchschnitte verwendeten Proben an.)

bemerkenswerter Weise im großen Ganzen einen ähnlichen Verlauf: Um den Äquator erheben sie sich (abgesehen von der zweiten, für 3000 bis 4000 m entworfenen, bei welcher das äquatoriale Maximum etwas hinter dem der südlichen gemäßigten Zone zurückbleibt) am höchsten über die Abscisse (30 % Kalkgehalt), während sie einige 10 Gradzonen nördlich und südlich vom Äquator sich mehr oder weniger stark abwärts biegen, um erst jenseits der Wendekreise je ein weiteres, meist kleineres Maximum aufzuweisen, auf welches abermals ein Absteigen der Kurven folgt. Sehen wir von einer nur durch eine einzige Kalkgehaltsbestimmung bewirkten Unregelmäßigkeit der Kurve für die Tiefen von unterhalb 5000 m ab, so verhält sich diese letztere noch insofern etwas abweichend von den übrigen, als das äquatoriale Maximum hierselbst eine größere Breite einnimmt, wodurch auch die beiden anderen, bedeutend niedrigeren Maxima weiter nach Süden und Norden hinausgeschoben erscheinen. Außerdem will es mir aber noch scheinen, als ob in den Tiefen von 4000—5000 m das äquatoriale Maximum etwas nach Süden verschoben ist. Das Ergebnis der Untersuchung gibt daher den Bedenken, welche Gebbing gegen eine Überschätzung der Tiefe als Faktor ausgesprochen hat, durchaus recht. Der Hauptfaktor für die Höhe des Kalkgehaltes der Globigerinenschlamme ist offenbar die Verbreitung des kalkschaligen Planktons, vor allem der Globigerinen, sowie der anderen pelagischen Foraminiferen und dann auch der Coccolithophoriden; als zweiter Faktor sind die Strömungsverhältnisse in Rechnung zu ziehen, zumal als Regulierer des Absinkens der winzigen Hartgebilde der Coccolithophoriden. Daß endlich drittens auch die Tiefe von Einfluß ist, läßt sich zwar nicht leugnen; aber ihre Einwirkung tritt gegenüber derjenigen der beiden anderen Faktoren zurück. Wenn wir die Kurve für 2000 bis 3000 m Tiefe ausnehmen, da hier chersogene Einflüsse störend einzugreifen scheinen, so sehen wir in den drei anderen Kurven mit zunehmender Tiefe die Durchschnittsminima mehr und mehr der Grenze von 30 % Kalkgehalt sich nähern. Die Tatsache der annähernden Symmetrie der Kurve für 5000—6000 m bei dem bis 90 % sich erhebenden subäquatorialen Maximum wird uns später noch einmal zu beschäftigen haben, wenn wir nach Abhandlung auch der kalkarmen bis -freien Eupelagischen Sedimente dem Problem des Kalkgehaltes der Tiefseesedimente abermals, dann von anderer Seite, näher treten.

### Mineralische Neubildungen der Globigerinenschlamme

#### Glaukonit und Phosphatkonkretionen

Von mineralischen Neubildungen treten im Globigerinenschlamm Glaukonite ziemlich verbreitet, wenn auch nicht sehr reichlich auf, und zwar in der Regel als Steinkernbildungen von Foraminiferen oder Ptero-

poden. Der „Challenger“ fand alle möglichen, stufenweise fortschreitenden Übergänge von einem dünnen, bräunlichen Belag der Innenseite der Kalkschalen bis zu mehr oder minder dicken, grünlichen Auskleidungen oder ganzen Füllungen, ja auch größere, eiförmige, nach Sprengung der Schalen herangewachsene Glaukonitmassen. Vier Fundorte von glaukonitischen Steinkernen in Globigerinenschlammen der „Valdivia“ liegen zwischen 1000 und 2000, einer zwischen 2000 und 3000 m. In allen diesen Fällen enthielt der in HCl unlösliche, stets bräunliche oder graugrüne Rückstand nicht unter 5% Mineralkörner und entsprach in seiner Zusammensetzung dem Blauschlick. Auch für diese Fundorte, welche westlich von Sierra Leone, unfern der Agulhas-Bank, bei Ceylon und an der ostafrikanischen Küste liegen, ist das Zusammenvorkommen von Orthoklas-führenden Trümmern von Urgebirgsgesteinen und Glaukonit charakteristisch.

Im Gegensatz zum Glaukonit sind Phosphatkonkretionen im eigentlichen Globigerinenschlamm seltener. Dann durchdringt und erfüllt honiggelber Phosphatkalk die Kalkgehäuse in ähnlicher Weise wie der Glaukonit, und es entstehen durch Zementierung Gesteinsscherben, die in der Regel durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt sind. Phosphorsäure ist nach MURRAY und RENARD im Globigerinenschlamm bis zu 1%, in geringer Menge aber fast in allen Proben vorhanden.

### Kalkkonkretionen

Häufiger sind Kalkkonkretionen, bei deren Verfestigung sich meist Wurmröhren beteiligen. Über ihre Entstehung ist so gut wie nichts bekannt. In die Höhlung der Lotröhre getrieben lassen sich solche, oft sehr harten Massen nur mit Hammer und Meißel hieraus entfernen, wie PEAKE z. B. aus dem Südpazifischen Ozean berichtete.

### Mangankonkretionen

Schließlich wäre hier noch von den Manganabscheidungen zu reden, welche sich, wenn auch nicht gerade häufig, im Globigerinenschlamm finden.

Manganhaltige Überzüge sind schon in den Sedimenten flacheren Wassers an den freiliegenden Teilen von Steinen, Muscheln oder Kalkalgenscherben häufig und oft leicht abwischbar, wie z. B. in 90 m Tiefe bei Millport in Schottland.

Blöcke rezenter Korallen, die uns als Beispiele für stark gesenkte, „ertrunkene“ Riffkorallen später noch einmal beschäftigen sollen, fand die „Siboga“ auf ihrer Station 177 zwischen Misool und Wahai nördlich von Ceram in 1633 m Tiefe mit Manganverbindungen überzogen. Dieselben haben bis 1 dm im Durchmesser, sind sehr unregelmäßig geformt und besitzen

matte, rauhe und warzige Oberfläche. Es kommen alle möglichen Übergänge vor zwischen noch fast unveränderten Korallen zu solchen, bei denen auch die Kalkmasse ganz oder teilweise substituiert ist. Außer Korallen enthalten diese Blöcke meistens noch zahlreiche, mehr oder weniger umgewandelte Foraminiferen. Die Mangansubstanz ist immer recht locker und porös und von brauner bis schwarzer Farbe. Nach der Analyse, welche unten folgt, besteht die Hauptmasse aus Brauneisenerz und Pyrolusit. Eine Bodenprobe wurde auf dieser Station nicht gewonnen.

Eine ähnliche Substituierung von Kalksubstanz zeigte sich sodann in einem Globigerinenschlamm der Bandasee, und zwar auf Station 221 in 2798 m Tiefe. Hier fanden sich u. a. kleine röhrenförmige Körper, vielleicht umgewandelte Dentalien, die nach den Reaktionen aus einem recht reinen, schwarzen Pyrolusit bestanden. Die inneren Partien waren meist ganz fest und glatt, die äußeren dagegen uneben und von sehr lockerer Konsistenz.

Viele kleine, 1—3 cm im Durchmesser habende, recht regelmäßig abgerundete, braunschwarze Mangankonkretionen mit fein granulierter, sonst glatter Oberfläche fand die „Siboga“ auf Station 280 bei der Ostspitze von Timor in 1224 m Tiefe. Eine Bodenprobe wurde hier sonst nicht zu Tage gefördert. Die recht lockere und zerbrechliche konkretionäre Substanz bildet nur eine bis 2 mm dicke Kruste um meistens recht scharfeckige Brocken von Schiefer oder Sandstein. Nach der Analyse scheint alles Mangan als Pyrolusit vorhanden zu sein; die sehr große Wassermenge ist wohl z. T. hygroskopisch. Im Folgenden geben wir die Analysenresultate, welche NIELS BJERRUM durch die Untersuchung der soeben erwähnten Funde von „Siboga“-Station 177 und 280 gewonnen hat:

| | Station 177 | Station 280 |
|---|---|---|
| $MnO$ | 21,37 | 22,42 |
| $Fe_2O_3$ | 18,53 | 19,71 |
| $H_2O$ | 18,75 | 28,45 |
| $SiO_2$ | 13,67 | 5,43 |
| $CO_2$ | 1,23 | 0,60 |
| $Al_2O_3$ | 2,08 | 2,29 |
| $NiO + CoO$ | 0,21 | 1,05 |
| $CaO$ | 2,81 | 3,01 |
| $MgO$ | 2,23 | 2,40 |
| $K_2O$ | 2,3 | — |
| $Na_2O$ | 1,1 | 2,53 |
| O (aktiv) | 4,10 | 4,95 |
| Unlöslich | 11,73 | 6,70 |
| Summe: | 100,11 | 99,54 |

Festere, als Limonit angesprochene, aber offenbar auch Mn-haltige Krusten zeigten die durch das Ostseewasser löcherig angelösten, karbonatischen Gesteine, welche C. GREWINGK in geringen Tiefen anstehend im äußersten Zipfel des Rigaschen Meerbusens (devonische Dolomite), als Geschiebe im Finnischen Meerbusen (silurische Dolomite) und AL. TORNQUIST als Geschiebe (untersilurische Gesteine) auf dem „Scharfen Grund“ vor der Samlandküste nachwiesen. Ähnliche Krusten erwähnte J. H. H. PIRIE von Geschieben aus glazialmarinen Sedimenten der Weddell-See, und die gleiche Erscheinung ließen endlich auch die schon früher angeführten, durch PEACH und HORNE aus Globigerinenschlammen der „Michael Sars“-Expedition beschriebenen, glazial geschrammten Gesteine in charakteristischer Weise erkennen.

Wenn aber WINOGRADSKY für das Süßwasser nachgewiesen hat, daß die Eisenbakterien in der gleichen Weise, wie sie Ferrokarbonat zu Ferrihydroxyd oxydieren, auch die entsprechenden Manganverbindungen umsetzen, so muß es doch noch unentschieden bleiben, ob auch jene Manganüberzüge des Meeresbodens auf bakterielle Tätigkeit zurückgehen. MURRAY und IRVINE[366]) dachten an rein chemische Umsetzungen von Manganverbindungen, die teils im gelösten Zustande mit dem Flußwasser, teils mit chersogenem oder vulkanischem Detritus in das Meer gelangten.

GEBBING fand Manganverbindungen in sämtlichen von ihm untersuchten Globigerinenschlammen, wenn auch meist nur in geringen Mengen, und meint die Richtigkeit gegenteiliger „Challenger“-Analysen anzweifeln zu sollen. Auch in den Globigerinenschlammen treten diese Substanzen, wie in den Sedimenten flacherer Meeresteile, im allgemeinen nur als dünne Anflüge oder Beläge auf organischen Resten (Pteropoden- und Globigerinenschalen) oder auf Mineralteilen auf. MURRAY und RENARD erwähnen Manganabscheidungen 14 mal aus Globigerinenschlamm und 5 mal aus dem verwandten Pteropodenschlamm, in diesem also verhältnismäßig häufiger. In 10 von diesen 19 Fällen handelt es sich um Mangankörnchen. Deutliche Manganknollen, wie wir sie als wichtige accessorische Bestandmassen des Roten Tones noch näher ins Auge fassen werden, erwähnte der „Challenger“-Bericht nur ein paarmal aus dem Globigerinenschlamm, einmal von Nußgröße aus dem Südpazifischen Ozean in 37° 29′ S., 83° 7′ W. und 3246 m Tiefe. Daß aber auch größere Mangankonkretionen dem Globigerinenschlamme nicht fremd sind, haben die neueren Feststellungen von FLINT an den Sedimenten des „Nero“ und von MURRAY und LEE an Funden von AL. AGASSIZ beidemal aus dem Pazifischen Ozean, sowie Proben der „Valdivia“ aus der Kapmulde gezeigt. Doch mögen diese Vorkommnisse erst im Zusammenhange mit denen der Roten Tone besprochen werden. Auch die eigenartigen Neubildungen der Phillipsite, die nach den neueren Feststellungen ebenfalls nicht auf den Roten Ton beschränkt sind, sollen gleichwohl erst dort behandelt werden.

### Geographische Verbreitung der Globigerinenschlamme

Der Globigerinenschlamm besitzt, wenn wir die neuesten zur Verfügung stehenden Zahlen — wie sie MURRAY und LEE für den Pazifischen, MURRAY[367]) für den Indischen und SCHOTT in seiner klassischen „Geographie des Atlantischen Ozeans" [368]) für dieses Weltmeer angegeben haben — als Anhaltspunkt nehmen, die größte Verbreitung von allen modernen Meeressedimenten, indem er 128,54 Millionen qkm des Meeresbodens bedeckt. Sein Hauptgebiet ist der Atlantische Ozean, in welchem er etwa 48,54 Millionen qkm einnimmt und hiermit alle anderen Ablagerungen in den Schatten stellt. Im Indischen Ozean beherrscht er 37,66 Millionen qkm, während er im Pazifischen Ozean stark gegen den Roten Ton zurücktritt, indem ihm hier nur 42,34 Millionen qkm von dessen Riesenfläche zufallen. Bei Betrachtung der Karten kann man mit KRÜMMEL in der Tat den Eindruck gewinnen, „als wenn der Globigerinenschlamm von seinem atlantischen Hauptsitze aus eine Invasion in den Indischen und Südpazifischen Ozean hinein ausführe".

Die Unsicherheit, welche bei den allmählichen Übergängen zwischen den einander benachbarten Meeressedimenten allen solchen Arealberechnungen immer anhaften wird, erfährt noch eine Steigerung durch die Tatsache der stellenweise auftretenden Übereinanderlagerung mehrerer Grundprobenarten, wie sie die Anwendung langer Schlammröhren auf neueren Expeditionen kennen lehrte. So fand der „Gauss" Globigerinenschlamm nicht nur häufig über, sondern gelegentlich auch unter Rotem Ton, was besonderer Erklärung bedarf. Die Probleme aber, die sich hieraus für die Aufhellung der Bildungsbedingungen einerseits, für die Stratigraphie dieser jungen Ablagerungen anderseits ergeben, sind so wichtiger Art, daß sie später eine besondere, zusammenfassende Besprechung erfordern.

## II. Pteropodenschlamm

### Allgemeines über Pteropodenschlamm

Dieses Sediment (pteropod ooze der Engländer, vase à ptéropodes der Franzosen) stellt nach unserer Auffassung lediglich eine besondere Abart des Globigerinenschlammes dar, von dem es sich im Wesentlichen nur durch den Reichtum an Pteropoden- und Heteropodenschalen oder deren Fragmenten unterscheidet. Hierbei muß jedoch betont werden, daß die Reste dieser pelagischen Mollusken zwar einen sehr auffälligen und charakteristischen, wohl niemals aber den vorherrschenden Gemengteil bilden; quantitativ überwiegen fast immer die Schalen pelagischer Foraminiferen. MURRAY und RENARD fanden bis 30 % des Sedimentes aus den Resten jener pelagischen Mollusken zusammengesetzt, unter denen in der Regel die kegelförmigen Spitzen der Pteropodenfragmente

schon mit unbewaffnetem Auge gut zu erkennen sind. Es handelt sich vorwiegend um verschiedene Arten der Pteropodengattungen Limacina, Clio (Creseïs, Styliola) und Cavolinia (Hyalaea), sowie der Heteropodengattungen Carinaria und Atlanta. Daneben sind die Schalen der pelagisch lebenden Schnecke Janthina nicht selten und auch delikatere Schalen pelagischer Foraminiferen, wie Candeïna nitida, häufig anzutreffen.

### Tiefen der Pteropodenschlamme

Die Tiefen, in denen vom „Challenger“ Pteropodenschlamm gefunden wurde, liegen zwischen 713 und 2789 m, die Durchschnittstiefe der 13 Proben betrug 1909 m. Aus geringeren Tiefen stammen, infolge des Reiseweges in verhältnismäßig geringer Entfernung vom Festlande oder kontinentalen Inseln, die Pteropodenschlamme der „Valdivia“, nämlich aus 296 (Fig. 102) bis 1694 m; die Durchschnittstiefe betrug hier 788 m. Die Beschränkung der den Pteropodenschlamm vor dem Globigerinenschlamm auszeichnenden Pteropoden- und Heteropodenanhäufungen auf Tiefen, die geringer als 3000 m sind, welche MURRAY-PHILIPPI veranlaßte, von dem Sediment als einer „Seichtwasserfazies“ des Globigerinenschlammes zu sprechen (welche Bezeichnung man aber, um Mißverständnissen vorzubeugen, vermeiden sollte!), bedarf einer besonderen Erklärung; denn die schalentragenden Vertreter dieser pelagisch lebenden Molluskenordnungen sind in den Tropen und Subtropen, auf welche diese Sedimentart beschränkt ist, überall in reicher Individuenzahl in den höheren Wasserschichten vorhanden (während in den kälteren Meeren in der Hauptsache nur schalenlose Vertreter vorkommen, welche, wie Clio pyramidalis, das „Walfischaas“, die Hauptnahrung vieler Cetaceen, Seevögel, Fische und Cephalopoden bilden). Diese Erklärung kann nur so lauten, daß die zarten Kalkschälchen beim Niedersinken durch mächtigere Wassersäulen aufgelöst werden. Wenn aber die „Valdivia“ feststellen konnte, daß selbst sehr benachbarte Orte trotz ähnlicher Tiefe oft große Verschiedenheiten in der Führung von Pteropodenresten zeigen und die Erhaltungsmöglichkeit der Schälchen mit der reichlicheren Zufuhr chersogener Komponente zuzunehmen scheint, so läßt dieses weiterhin vermuten, daß die Auflösung der Kalkschälchen teilweise erst auf dem Meeresboden stattfindet. Dieser Auflösungsprozeß, welcher aus den Ablagerungen aller Tiefen, welche größer als 3000 m sind, nicht nur die Pteropoden- und Heteropodenschalen, sondern auch die Reste der zarteren pelagischen Foraminiferen ausmerzt, geht bekanntlich in noch größeren Tiefen noch weiter, indem er schließlich auch die konsistenteren Globigerinenschalen verschwinden läßt, wodurch dann die Bildung der kalkarmen bis -freien Eupelagischen Sedimente bedingt wird. Die Annahme von MURRAY aber, daß das frühere Verschwinden der Pteropoden- usw. Schalen auf ihren zarteren Schalenbau gegenüber den verhältnismäßig derberen Globigerinen-

schälchen zurückzuführen sei, bedarf einer Erweiterung. Schon TH. FUCHS hatte 1877 darauf hingewiesen, daß die Pteropodenschälchen aus Aragonit bestünden; das hat dann KENDALL[369]), der sich speziell mit der unteren Tiefengrenze des Pteropodenschlammes beschäftigte, durch spezifische Gewichtsbestimmungen und optische Untersuchungen zu erhärten gesucht, und ich selber kann dieses Ergebnis auf Grund von Nachprüfungen mit der schönen MEIGENschen Reaktion zur Unterscheidung von Aragonit und Kalkspat bestätigen. Da anderseits die Globigerinenschalen sicher aus Kalkspat bestehen, macht sich demnach die verschiedene mineralogische Zusammensetzung der Schalen der verschiedenen planktonischen Kalklieferanten bis in die Eigenart und bathymetrische Verteilung der einzelnen Sedimentarten hinein bemerkbar. Die dem Geologen längst geläufige leichtere Auflösung von Aragonitschalern wird hierdurch um ein weiteres Beispiel vermehrt.

### Accessorische Komponenten und Abarten der Pteropodenschlamme

Pteropodenschlamme von küstenfernen Bänken erinnern in ihrem Aussehen durchaus an Globigerinenschlamm, nur sind sie infolge der Beimengung größerer Kalkelemente durchweg grobkörniger und daher auch zerreiblicher als jener. Die anorganischeKomponente beider Ablagerungsarten ist auf benachbarten Fundstellen dieselbe. Proben aus größerer Küstennähe stehen dagegen dem Blauschlick oder anderen hemipelagischen Ablagerungen nahe und führen dementsprechend auch nicht selten in größeren oder geringeren Mengen Schalreste und Fragmente von Organismen aus flacherem Wasser, wie Lamellibranchiaten und Gastropoden, Serpula-Röhren, Fragmente von Korallen und Bryozoen, Hartgebilde von Tunicaten und Alcyonarien, als Seltenheit auch die Schnäbel von Cephalopoden. Je nach der Lage der Fundstelle zur Küste ist auch der Kalkgehalt sehr verschieden; der „Challenger“ lotete auf seinen küstenfernen oder in der Nachbarschaft von Koralleninseln liegenden Stationen kalkreichere Proben mit 52,22—98,47 %, im Durchschnitt 79,25 % Kalkgehalt, die „Valdivia“ dagegen meist in verhältnismäßig geringer Entfernung vom Festlande oder kontinentalen Inseln solche mit 31,5—60,5 %, im Mittel 45,3 % Kalkgehalt.

Abgesehen von den schon genannten kalkschaligen Resten finden sich im Pteropodenschlamm auch fast immer die übrigen Gemengteile des Globigerinenschlammes, wie die Hartgebilde der Coccolithophoriden, benthonische Foraminiferen, Seeigelstacheln, Ostracodenschalen, Fischotolithen usw.. Demgegenüber spielen Kieselorganismen keine bedeutende Rolle. Allgemein verbreitet sind wie im Globigerinenschlamm die Schwammnadeln, dagegen treten Radiolarien- und noch mehr Diatomeenskelette zurück; agglutinierende Foraminiferen sind wie in vielen küstennahen Sedimenten ziemlich häufig.

**Geographische Verbreitung der Pteropodenschlamme**

Solcher Pteropodenschlamm umrahmt viele tropische Inselbänke und -brücken in Tiefen zwischen mehreren Hundert und ca. 3000 m. Im Atlantischen Ozean, in welchem ja auch die reichlichste Entwicklung des Globigerinenschlammes stattfindet, geht er gar sowohl im Süden wie im Norden erheblich über die Wendekreise hinaus. Insbesondere findet er sich hier um die Azoren und die Bermudas, am Außenrande der Antillen, an verschiedenen Stellen im Gebiete der Kanarischen Inseln, auch östlich der Kapverden, in verhältnismäßig großer Ausdehnung auf dem südatlantischen Mittelrücken zwischen Ascension und Tristan da Cunha,



Fig. 102.
**Pteropodenschlamm aus der Nachbarschaft von Groß-Nicobar im nördlichen Indischen Ozean aus 296 m Tiefe. Die Probe enthält Pteropoden-, Muschel- und Schneckenschalen, benthonische und pelagische Foraminiferen, sowie Echinodermen-Fäzes. „Valdivia"-Station 208. Vergrößerung 18. Aus Murray und Philippi, Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel V (XX), Fig. 1.**

sowie auf dem Walfisch- und dem Rio Grande-Rücken. Im Indischen Ozean kennt man Pteropodenschlamm im Übergang vom Globigerinenschlamm zu hemipelagischen Bildungen an verschiedenen Stellen vor der afrikanischen Küste von Mozambique im Süden bis hinauf zur Insel Sokotra, ferner westlich von Kap Comorin am Südzipfel Vorder-Indiens, endlich bei den Nikobaren und den Mentawi-Inseln. Kleinere Vorkommnisse verzeichnen Murray und Philippi auf ihrer Karte auch südwestlich und südlich von Timor. Im Pazifischen Ozean ist Pteropodenschlamm um die Fidschi-Inseln, in größerer Ausdehnung östlich vom großen

australischen Wallriff und von da gegen Südosten an zahlreichen Punkten bis zur Norfolk-Insel, ferner um die Kermadek- und Hawaii-Inseln, namentlich aber auch im Gebiete der Paumotus gefunden worden. Auch gewisse pteropodenreiche Abarten der Kalkschlicke des Amerikanischen und Europäischen Mittelmeeres, sowie des Roten Meeres sind von MURRAY einmal zum Pteropodenschlamm gerechnet worden. Aber selbst, wenn wir diese von uns bereits beim hemipelagischen Kalkschlick abgehandelten Sedimente hinzunehmen wollten, werden vom Pteropodenschlamm im Ganzen genommen doch nur untergeordnete Flächen des Meeresbodens — zusammen nicht einmal 1 Million qkm — eingenommen.

### Anhang: Pteropoden- und Globigerinen-reiche Kalkschlicke in Lagunen von Korallenriffen

Zum Schlusse sei noch darauf hingewiesen, daß sich nach STANLEY GARDINER (1903)[370] pteropoden- und globigerinenreiche Kalkschlicke, deren bathymetrische Stellung — falls man sie fossil finden würde — Schwierigkeiten bereiten könnte, auch in den großen und tiefen Lagunen der Malediven finden. Hier herrscht bis zu 62 m Tiefe sandiges Material vor, wie es überall tropische Korallenriffe zu umsäumen pflegt, geht aber — eine Folge des Aufhörens stärkerer Wasserbewegung — unterhalb dieser Grenze ziemlich unvermittelt in feineren Schlick über, der dann bis zu den größten Tiefen von bis zu 88 m anhält. Dieser aus fast reinem kohlensauren Kalk bestehende Schlick ist grünlichgrau, äußerst feinkörnig und fühlt sich fettig an; bisweilen zeigt er $H_2S$-Geruch. Litorale, benthonische Organismen kommen nur untergeordnet vor, es überwiegen vielmehr 7 Arten von Globigerinen, Orbulina universa, Sphaeroidina, Pullenia, 3 Arten Pulvinulina, Cymbalopora, sowie von pelagischen Mollusken die Heteropoden Atlanta, Carinaria, Oxyrurus, Pterotrachea, und die Pteropoden Clio subulata und australis, Limacina und Cavolinia. Immerhin könnte eine Verwechslung solcher Sedimente mit echten eupelagischen Pteropodenschlammen doch nur bei sehr oberflächlicher Betrachtung stattfinden; jede einigermaßen genauere Zerlegung in die einzelnen Komponenten dürfte die bestehenden Unterschiede aufdecken, und schon die grünlichgraue Farbe, der gelegentliche $H_2S$-Geruch, wie schließlich auch die fazielle Verknüpfung mit Riffkalken zeigen, daß nur Ähnlichkeit, nicht Identität mit jenen Bildungen der Tiefsee besteht. Im übrigen ist die Entstehung dieser an Planktonschalen reichen Lagunensedimente leicht verständlich. Die aufgezählten Planktonten halten sich, da sie fast durchweg „nyktipelagisch" sind, am Tage in 100—400 m Wassertiefe auf, um erst des Nachts an die Oberfläche emporzusteigen. Ersteres bedingt, daß sie Flachmeeren, wie der Nordsee oder der nördlichen Adria in größeren Mengen fremd sind; in die Lagunen der Koralleninseln aber, welche

steil aus der Tiefsee aufsteigen und ringsum von dem Lebensbezirk dieser Tiere umgeben sind, werden sie des Nachts durch die Flut hineingetrieben, um hier dann massenhaft zugrunde zu gehen. GARDINER fand Anfang November bei der Malediveninsel Goifurfehendu eines Morgens das Wasser der Lagune dermaßen von Pteropoden der Gattung Clio erfüllt, daß dasselbe ganz dick erschien. Am Tage aber fördern die Schleppzüge wohl die lebenden Tiere vom Lagunenboden, auf den sie sich zurückgezogen haben, an die Oberfläche. Die erzwungene Beschränkung des Lebensbezirks nach der Tiefe zu bedingt also offenbar ihr massenhaftes Absterben, und die Lagunen bilden gleichsam große natürliche Planktonfallen.

## B. Die kalkarmen und kalkfreien Eupelagischen Ablagerungen

### I. Roter Tiefseeton

#### Einleitendes

Von den küstenfernen Ablagerungen der größten, abyssischen Tiefen ist der Rote Tiefseeton (red clay der Engländer, argile rouge der Franzosen) die am weitesten verbreitete und wohl auch bezeichnendste. Aber wie sie die größten Tiefen am weitesten entfernt von unseren Küsten, mit ihrem Hauptgebiete im Pazifischen Ozean, erfüllt, birgt sie auch noch die größten Geheimnisse irdischer Sedimentbildung. Als der „Challenger" zum ersten Male auf seinem Wege zwischen Teneriffa und Westindien im Jahre 1873 alle Tiefen von mehr als 4800 m mit einem eigenartigen Ton bedeckt sah, glaubte man hierin feinste kontinentale Zersetzungsprodukte sehen zu müssen, die lange im Meerwasser suspendiert blieben und von Strömungen bis in die zentralen Teile der Weltmeere transportiert wurden. WYVILLE THOMSON selbst, der Leiter der Expedition, hat eine Zeitlang die Ansicht vertreten, daß der Rote Ton einen organogenen Ursprung habe, und in ihm den unlöslichen Rückstand, gewissermaßen die Asche der kalkigen Hartgebilde des Globigerinenschlammes bei ihrer Auflösung durch das Meerwasser vermutet. Nachdem er sich jedoch überzeugt hatte, daß die Kalkschalen des Globigerinenschlammes Tonerdesilikate nicht enthalten, neigte er sich mehr der schon 1877 von J. MURRAY vertretenen und jetzt zur herrschenden gewordenen Ansicht zu, nach welcher der Rote Ton als Zersetzungsprodukt von tonerdehaltigen Silikaten und Gesteinen anzusehen ist, die durch subaërische und submarine Vulkanausbrüche über den Meeresboden ausgebreitet wurden und dort unverdünnt in Erscheinung treten, wo sie durch die Reste kalkschaligen Planktons nicht mehr maskiert werden. In zweiter Linie kommt aber auch die in einer Art kolloidalen Zustandes verbreitete, feinste tonige Materie chersogener

Herkunft in Betracht. Die Zersetzung dieser tonerdehaltigen Muttersubstanzen erfolgte auf dem Meeresboden in situ, der Rote Ton stellt also gewissermaßen submarines Eluvium (vergleichbar dem subaërischen „residual clay“ der nordamerikanischen Autoren) dar.

### Die Farbe der Roten Tiefseetone

Der Rote Tiefseeton trägt, wie KRÜMMEL treffend bemerkt hat, seinen Namen in jeder Hinsicht zu Recht. Erstens ist seine Farbe rot in den verschiedensten Abstufungen. Im Nordatlantischen Ozean wenigstens neigt sie wegen reichlicheren Gehalts an Eisenoxyd mehr zum Ziegelrot; die Roten Tone des Brasilianischen Beckens, des Indischen und des Südpazifischen Ozeans dagegen sind mehr schokoladenbraun, weil hier die Beimengung von feinen Braunsteinkörnchen eine große ist; die Sedimente der Kapmulde und eine vom „Gauss“ in der Romanche-Tiefe gelotete Probe zeichnen sich, wahrscheinlich im Zusammenhange mit dem reicheren Gehalt an Mineralfragmenten, durch hellere Farben aus, die zwischen Graubraun und Gelbbraun liegen. In Landnähe endlich kann durch eingeschwemmtes, frischeres Mineralmaterial die Farbe mehr bläulich als rot werden, wie das dort der Fall ist, wo der Rote Ton ohne Vermittlung des Globigerinenschlamms in den Blauschlick übergeht. Das gilt z. B. für große Strecken der äußeren Begrenzung der nordpazifischen Tiefsee vor den amerikanischen Kontinental- und den ostasiatischen Inselküsten, aber auch für die Gegend südlich von den Neufundlandbänken.

### Die Tiefen der Roten Tiefseetone

Zum zweiten aber ist der Rote Tiefseeton ein echtes Erzeugnis der wahren Tiefsee. Das mag folgende Zusammenstellung zeigen:

| Rote Tone | Anzahl | Aus | Geringste Tiefe m | Größte Tiefe m | Mittlere Tiefe m |
|---|---|---|---|---|---|
| der „Tuscarora“ | 97 | nordpazifischem Ozean | — | — | 5230 |
| des „Albatross“ 1899/1900 | 26 | tropisch-pazifischem Ozean | 4142 | — | 4777 |
| des „Albatross“ 1904/05 | 16 | tropisch-pazifischem Ozean | 3575 | 5706 | 4396 |
| des „Challenger“ | 70 | allen 3 Ozeanen | 4069 | 7224 | 4993 |
| der „Valdivia“ | 7 | atlantischem und indischem Ozean | 4709 | 5911 | 5288 |
| des „Gauss“ | 11 | atlantischem und indischem Ozean | 4930 | 7230 | 5368 |

**Die Tonnatur des Sedimentes und sein Reichtum an accessorischen Gemengteilen**

Zum dritten endlich ist unser Sediment ein richtiger Ton. Zwar pflegt die zuoberst liegende Schicht ein beweglicher, wässeriger, oft heller gefärbter Schlamm zu sein; darunter aber liegt, vom „Gauss" einmal mit der Lotröhre bis zu 80 cm Tiefe durchsunken, ein sehr steifer, kompakter Ton. Im frischen, feuchten Zustande sehr plastisch und knetbar, wird die zähe Masse getrocknet sehr hart, läßt sich mit dem Finger nicht mehr zerteilen und leistet selbst dem Messer Widerstand, sodaß man sie mit dem Hammer zerschlagen muß. Beim Anhauchen gibt das Sediment dên charakteristischen Tongeruch von sich; nach dem Reiben mit dem Fingernagel wird es glänzend. Durch Brennen wird der Tiefseeton grellrot, aber es bedarf großer Hitzegrade, um alles Wasser auszutreiben. Oft ist der Rote Ton in den einzelnen Lagen etwas abweichend gefärbt und dementsprechend auch chemisch verschieden zusammengesetzt, was uns später in einem besonderen Abschnitt noch interessieren wird. In anderen Fällen zeigt er sich gefleckt, dort nämlich, wo sich Brocken von vulkanischem Glas, Bimsstein oder Lava darin zersetzt haben oder wo sich Manganknötchen dichter zusammendrängen. Meistens aber ist das von der Lotröhre heraufgebrachte Material eine homogene Masse, die sich, zwischen den Fingerspitzen zerrieben, ganz fein und seifig anfühlt, aber auch härtere Teilchen wahrnehmen läßt, die sich unter dem Mikroskop als Mineralkörner erweisen. Dredscheproben aber zeigen, daß der Rote Tiefseeton in seiner Gesamtmasse doch ein gemischtes Sediment darstellt, welches, wie in einer Paste, eine Menge harter Fremdkörper birgt: Haifischzähne, Gehörknochen von Delphinen und Walfischen, große und kleine Brocken von Bimsstein und anderen vulkanischen Auswürflingen, alle mehr oder weniger (zersetzt und) stark eingehüllt in Krusten von Mangansuperoxyden, die für sich sogar ganze Manganknollen von Kartoffel- bis Faustgröße bilden. Dieser Reichtum an accessorischen Gemengteilen nicht nur der genannten organischen Reste, sondern auch der vulkanischen Komponenten und der diagenetischen Neubildungen wird sich in späteren Abschnitten als die Folge einer allmählichen Anreicherung während sehr langer Bildungszeit erweisen.

**Der Kalkgehalt eines Teiles der Roten Tiefseetone**

Von kohlensaurem Kalk war in den 70 „Challenger"-Proben in 13 Fällen gar nichts, in 21 Fällen nur eine Spur nachzuweisen. Von den 7 „Valdivia"-Proben waren 4, von den 11 „Gauss"-Proben 3 gänzlich kalkfrei. Selten sind mehr als einige Prozent vorhanden; wo das doch der Fall ist, führen die Tone zumeist Kontinentalmineralien und stellen Übergänge zum Globigerinenschlamm dar. Wenn auch als eigentliche Grenze gegen die kalkreicheren Eupelagischen Ablagerungen 30 %

angenommen werden, so enthalten die ganz typischen Roten Tone doch niemals mehr als 20 % $CaCO_3$. Im übrigen gibt folgende Tabelle über den Kalkgehalt weiteren Aufschluß:

| Kalkgehalte der Roten Tiefseetone | Minimum % | Maximum % | Mittel % |
|---|---|---|---|
| des „Challenger" . . | 0 | 28,88 | 6,7 |
| der „Valdivia" . . . | 0 | 4 | 1,3 |
| des „Gauss" . . . . | 0 | 27,3 | 9,8 |

Das abweichende Verhalten der „Valdivia"-Proben rührt daher, daß die meisten Roten Tone dieser Expedition aus dem Indischen Ozean stammen, in welchem schon in relativ geringer Tiefe völlige Kalkfreiheit eintritt, worauf später zurückzukommen sein wird.

Der Kalkgehalt der Roten Tone ist in der Hauptsache auf pelagische Foraminiferen, weniger auf benthonische zurückzuführen. Ziemlich verbreitet scheinen auch winzige Fischzähnchen zu sein, seltener Echinodermenfragmente und Ostracodenschalen. Am seltensten sind Coccolithen oder gar Cephalopodenkiefer, Ptero- und Heteropodenreste usw.. Alle diese Kalkschalen sind häufig zerbrochen.

### Die Kieselorganismen der Roten Tiefseetone

Besser erhalten sind in der Regel die Reste kieselschaliger Organismen. Wo solche, insbesondere Radiolarienschälchen, sich über größere Flächen der tropischen Meere hinweg anhäufen, geht der Rote Ton in die Fazies des Radiolarienschlammes über, dessen Hauptverbreitungsgebiete im Indischen und Pazifischen Ozean liegen. Neben den Radiolarienresten sind in den Roten Tonen Spongiennadeln sehr verbreitet und fehlen wohl selten ganz; indessen schwankt an den einzelnen Fundstellen ihre Häufigkeit sehr zwischen starker Anhäufung und nur vereinzeltem Auftreten. Die Kieselspongien scheinen demnach an enger begrenzte Bezirke des roten Tonbodens geknüpft zu sein. In den 70 Roten Tonen des „Challenger" fanden sich Radiolarien 61 mal, Spongiennadeln 49 mal, Diatomeen 32 mal; außerdem erwähnt der „Challenger"-Bericht noch agglutinierende Foraminiferen der Familien der Astrorhizidae, Lituolidae und Textularidae 49 mal. Wenn man aber bedenkt, daß auch der Rote Ton das Wohngebiet einer charakteristischen Fauna darstellt, die zwar nicht so volkreich ist, wie die anderer pelagischer Sedimente, aber in der Dredsche immerhin reichlich erhalten wird, so muß es doch auffallen, wie verhältnismäßig wenig nur von den harten Gerüsten dieser Formen im Sediment selbst erhalten bleibt.

**Die minerogene Komponente der Roten Tiefseetone und ihre hauptsächliche Herkunft von jungvulkanischen Eruptionen**

Behandelt man, falls kohlensaurer Kalk nicht von vornherein ganz fehlt, Roten Tiefseeton mit verdünnter Salzsäure, so bleibt ein unlöslicher Rückstand, welcher außer aus den Resten der zuletzt genannten kieselschaligen, bezw. agglutinierenden Organismen noch aus Mineralkörnern und feinsten Abschlämmmassen besteht, welch' letztere ihrerseits aus den allerfeinsten Bruchstücken von Kieselschälchen und Mineralkörnern, sowie von Tonsubstanz sich zusammensetzen. Während der ganze Rückstand bei den 70 Roten Tonen des „Challenger" sich im Durchschnitt auf 93,30 % belief, machten kieselige Organismen im Durchschnitt 2,39, Mineralkörner über 0,01 mm Durchmesser 5,56 und feinstes Schlämmprodukt 85,35 % des Sedimentes aus.

Die Mineralkörner sind sehr verschiedenen Ursprunges. Die Hauptmasse ist, wie schon das gröbere Dredschematerial zeigt, vulkanischer Herkunft; namentlich überwiegen Bimssteine in feinsten Splittern bis zu Dimensionen von Kopfgröße, frisch und in allen Stadien der Verwitterung. Daneben treten Körnchen von Sanidin, Plagioklas, Hornblende, Magnetit, basischen vulkanischen Gläsern und deren Umbildungsprodukt Palagonit, auch Brocken von Basaltgläsern und -Laven, sowie Augitandesiten usw. auf. Wo solche vulkanische Komponenten vorhanden sind, stellen sich besonders gern und reichlich die sekundär gebildeten Körnchen von Braunstein und Eisenoxyd ein, und bilden sich vor allem um die Bimssteinbrocken die Manganknollen. In fast allen Proben sind sodann kleine, schwarze Magneteisenkügelchen vertreten. Der nordatlantische Rote Ton enthält auch abgerollte Quarzkörnchen, welche als „Passatstaub" aus der afrikanischen Wüste über 40° W. L. hinaus entführt worden sein dürften. Ähnliche Quarzkörnchen fand GÜMBEL in Sedimenten aus der Nähe der Fidschi-Inseln und in solchen des Indischen Ozeans; auch fehlen sie dem Roten Ton um Australien nicht. Besonders auffallende Mengen „kontinentaler" Mineralien (d. h. Quarz, Tiefengesteinsfeldspäte, gemeine Hornblende usw.) fand aber der „Gauss" mehrfach im Südatlantischen Ozean, wo die Menge der wägbaren Mineralkörner an einzelnen Stationen bis auf 35,6 % stieg. Solchen „Tiefseesanden" wird später eine besondere Besprechung gewidmet werden. Sehen wir von diesen immerhin Ausnahmen bildenden Fällen ab, so war J. MURRAY bezüglich der jungvulkanischen Mineralkörner der Meinung, daß dieselben vorwiegend äolisch verfrachtete, vulkanische Staub- und Aschenmassen darstellten, während sein Arbeitsgenosse RENARD mehr an submarine Eruptionen dachte. Es ist aber bis heute noch nicht möglich, mehr als Vermutungen darüber anzustellen, in welchem Verhältnis sich subaërisch und submarin geförderte vulkanische Substanzen an der Bildung des Sedimentes beteiligen. Die Verbreitung allem Anschein nach vulkanischer, submariner Kuppen auch im Bereiche

des Roten Tones zeigt, daß submarine Vulkanausbrüche gar nicht so selten vorkommen; aber es müßte allerdings bei dem großen, auf dem Tiefseeboden lastenden Wasserdrucke schon eine äußerst heftige Gasentbindung stattfinden, falls die Eruption überhaupt weithin sichtbar sein und von in der Nähe befindlichen Schiffen gemeldet werden sollte. Und wenn RUDOLPH in seiner Liste von Seebeben eine Anzahl hierher gehöriger Wahrnehmungen aus neuerer Zeit in landfernen Gebieten zusammengestellt hat, so ist doch im allgemeinen zu sagen, daß wir nur über einen winzigen Bruchteil der wirklich stattfindenden submarinen Eruptionen unserer Zeit unterrichtet werden. Submarine Eruptionen im Bismarck-



Fig. 103.
In „Abrollung" begriffener Bimsstein (von hypersthenandesitischer Zusammensetzung) vom Ausbruch des Krakatau, von H. GRABOWSKI im Juli 1884 bei der Insel Bawean nördlich von Java aus den Gewässern des Australasiatischen Mittelmeeres aufgefischt. Nat. Größe. (Original in der Allgemein-geologischen Sammlung des Geologisch-paläontologischen Institutes und der Bernsteinsammlung der Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr.)

archipel und bei den Salomo-Inseln förderten im Frühjahr 1878 mehrfach so ungeheure Mengen von Bimsstein zutage, daß diese, gegen 2400 km nach Osten vertrieben, noch bei den Elliceinseln große Flächen bedeckten. Anderseits sind aber auch unzweifelhaft von ozeanischen Inselvulkanen vielfach ganz gewaltige Massen von vulkanischer Asche in die Atmosphäre geschleudert und von Bimssteinen den Meeresströmungen überliefert worden. So mag auf die Ausbrüche des Coseguina 1835, des Krakatau 1883, der Soufrière auf St. Vincent und des Mont Pelé auf Martinique im Jahre 1902 verwiesen sein. Bimssteinfelder von der ersten Krakatau-Eruption im Mai 1883 wurden von der Sunda-Straße aus über 1500 km weit nach Westen (bis 6° S., 89° O.) vertrieben, die der zweiten, größeren Eruption noch erheblich weiter; und die Besatzungen von Schiffen, die in diese schwimmenden Bimssteinmassen hineingerieten, waren mehrfach

der Gefahr des Verhungerns ausgesetzt. Wind und Strömungen haben erst nach und nach diese Felder auseinandergetrieben, und was nicht an die Küsten angespült wurde, muß dem Boden des Ozeans zugute gekommen sein. Bimssteine, die das Meer heute z. B. an den ostafrikanischen Küsten auswirft, hat man noch auf jenen berühmten Ausbruch zurückführen wollen! Durch das Spiel der Wellen und des Windes werden die treibenden Bimssteinstücke gegeneinander gerieben, bis sie immer kleiner und rund wie Flußgerölle werden (Fig. 103); das entstehende feine Detritusmaterial sinkt auf den Meeresboden, ist aber an seiner glasigen und porösen Beschaffenheit und den optisch erkennbaren Spannungserscheinungen immer leicht als Bimssteindetritus zu bestimmen. Die kleiner und kleiner werdenden Bimssteine saugen sich langsam voll Wasser, brauchen aber teilweise offenbar so lange Zeit, bis sie den Meeresboden erreichen (Fig. 104), daß sie bereits oberflächlich zersetzt dort

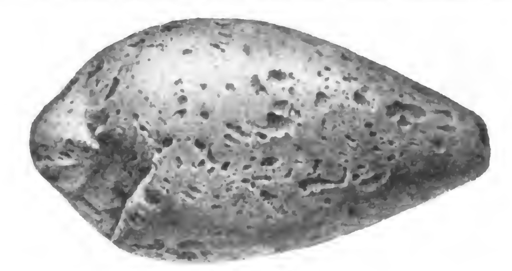


**Fig. 104.**
**Durch gegenseitige Abnutzung während des Schwimmens in Bimssteinfeldern abgerollter liparitischer Bimsstein vom Boden des Nordpazifischen Ozeans aus 3749 m Tiefe. $^{2}/_{11}$ nat. Größe. Aus Globigerinenschlamm der „Challenger"-Station 246. Nach MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel I, Fig. 1.**

ankommen; denn ein basischer Bimsstein, den Kapitän TURPEY an der Oberfläche des Südpazifischen Ozeans gesammelt hatte, brauchte 1 Jahr und 8 Monate, um auf den Boden des Versuchsgefäßes zu sinken, wie MURRAY und RENARD berichten. Eine ähnliche Größenordnung für die Sinkzeiten von Bimssteinen ergaben auch die schon einmal erwähnten, späteren Versuche von J. THOULET.

Der Aschenfall der großen Explosion des Krakatau vom 26. August 1883 erstreckte sich nach Süden bis zur Cocos-Insel, nach Norden bis Singapore. Der bei den Eruptionen dieses Vulkanes in die höchsten Atmosphärenschichten hinaufbeförderte, allerfeinste Aschenstaub umkreiste die Erde zuerst über der ganzen Tropenzone, wurde später aber auch auf beiden

Hemisphären polwärts vertrieben, wie aus den abnormen, auch an die Ausbrüche der genannten Antillenvulkane im Jahre 1902 anschließenden Dämmerungserscheinungen zu schließen war. Nach MURRAY und RENARD sind bei dem Krakatau-Ausbruch die leichten Splitter saurer vulkanischer Gläser für die äußere Zone des Aschenfalles bezeichnend gewesen, wie sie gerade auch im Roten Ton besonders häufig auftreten. Der Aschenfall der Soufrière 1902 betraf ein Gebiet von elliptischer Gestalt und über 3000 km Längserstreckung; einerseits wurde noch auf Jamaika, ca. 1800 km westlich von St. Vincent, vulkanische Asche von diesem Ausbruch beobachtet, anderseits konstatierte das Schiff „Jupiter“, das sich damals ca. 1300 km östlich des Vulkanes befand, das Fallen vulkanischen Staubes. Nach Norden aber reichte die betroffene Fläche nicht über Santa Lucia, nach Süden nicht über Trinidad hinaus; die langgestreckte Gestalt des Aschenfalls, der zum größten Teile dem Meeresboden zugute kam, ist auf Wirkung der Passate und Antipassate zu setzen. Von der Eruption des Vesuvs am 8.—10. April 1906 wurden die feinsten Aschen nicht nur nach Dalmatien, sondern auch nach Paris und bis an die Ostsee nach Kiel und Neustadt in Holstein, also mindestens 1500 km weit, durch die Atmosphäre vertrieben. R. BRAUNS, der solche Asche von Neustadt untersuchte, fand sie wesentlich aus Splittern von Feldspat, braunem Glase, Leuzit, Olivin und Augit von 0,05—0,005 mm und weniger zusammengesetzt; hierbei überwiegen gegenüber den in der Nähe des Vulkanes gefundenen Aschen bezeichnenderweise die farblosen Gemengteile (eine Erscheinung, die auch für die Asche des Vulkans Santa Maria in Guatemala festgestellt ist), während der Augit mehr zurücktritt. Diese auf Auslese nach dem spezifischen Gewichte während des Lufttransportes zurückzuführende Erscheinung erklärt auch die mehrfach angeführte Tatsache, daß die am Ende einer Eruption fallende Asche heller ist als die zuerst gefallene. Alles dieses zeigt uns, in welch' großer Menge jungvulkanisches Material auf den Boden der Tiefsee hinabgelangt und zum Aufbau der sich dort bildenden Sedimente mit zur Verfügung steht, ohne allzusehr von chersogener Komponente maskiert zu werden.

### Chemische Zusammensetzung der Roten Tiefseetone

Die chemischen Analysen von Rotem Ton, die von den verschiedenen Autoren angeführt werden, zeigen verständlicherweise große Verschiedenheiten, je nachdem die Proben im einfach getrockneten oder im entsalzten oder gar im entkalkten Zustande untersucht wurden, und ob die begleitenden Accessorien, wie Mangankörner usw., vorher ausgesucht oder mit analysiert wurden. Schon J. B. HARRISON und A. J. JUKES-BROWNE[371]) haben, wie es scheint, im Einverständnis mit J. MURRAY,

gewichtige Bedenken gegen die Analysen BRAZIERS an den Roten Tonen des „Challenger“ ausgesprochen. BRAZIER, dem allem Anschein nach nicht entsalzte Proben vorlagen, versäumte es, die im Ton enthaltenen Meerwassersalze und die Alkalien gesondert zu bestimmen, die vielmehr offenbar im Kieselsäuregehalt mit verrechnet worden sind. Dagegen lagen anderen Analytikern entsalzte „Challenger“-Tone vor, sodaß schon die Analysen des „Challenger“-Berichtes nicht ohne weiteres miteinander vergleichbar sind. CASPARI[372]) wiederum, dem wir die neuesten Analysen verdanken, analysierte die entkalkten Proben unter Außerachtlassung der Accessorien, wie Manganknollen, Otolithen, Haifischzähne, Bimssteine, Palagonit usw., bestimmte die Alkalien besonders und legte überhaupt vor allem Gewicht auf die Feststellung der Konstitution der tonigen Matrix des Sedimentes. Dieselbe besteht nach seiner Ansicht aus zwei Hauptbestandteilen, aus amorphen, wasserhaltigen Silikaten tonigen Charakters und aus fein verteilten, wasserfreien Silikaten, welche teils glasig, teils kristallin sind und als die Muttersubstanzen der ersteren zu gelten haben. Die amorphen, wasserhaltigen Silikate besitzen, wie auch schon GEBBING ein Jahr vor CASPARI feststellen konnte, keine feste chemische Zusammensetzung, insbesondere ist viel mehr Kieselsäure vorhanden, als der Kaolinformel, $Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O$, entspricht; und zwar schwankt nach GEBBING das Verhältnis $SiO_2 : Al_2O_3$ zwischen 2,1 und 4,8, während es im Kaolin 1,2 (entsprechend dem Gehalt von 46,4 % $SiO_2$ und 39,7 % $Al_2O_3$) beträgt. Chemische und Färbemethoden erlaubten CASPARI die Feststellung der Kolloidnatur der amorphen „Tonsubstanz“, und diese ist wohl als Ursache der von GEBBING und CASPARI wahrscheinlich gemachten Adsorption von Ca, Mg und Alkalien anzusehen, deren Nichtberücksichtigung bei den älteren Analysen unvermeidlich zu Fehlern führen mußte. Insbesondere kann es jetzt als unrichtig bezeichnet werden, wenn BRAZIER das Mg als $MgCO_3$ berechnete, wodurch weiterhin ein bezüglich der Dolomitbildung ausgesprochener Gedanke A. G. HÖGBOMS (1894) sich als nicht der Wahrscheinlichkeit entsprechend erweist.

Als Beispiel für die Zusammensetzung eines Roten Tones von ungefähr mittlerer Zusammensetzung mag eine neuere Analyse von GEBBING mitgeteilt werden, der einen Teil der bei den früheren Analytikern zu rügenden Fehler vermieden hat. GEBBING bestimmte zwar den NaCl-Gehalt, konnte aber wegen Substanzmangel die Alkalien nicht mehr quantitativ erfassen und auch auf Phosphat nur qualitativ prüfen. Die Analyse bezieht sich auf einen Roten Ton von der „Gauss“-Station 96 in der Mauritius-Mulde in 25° 8′ S., 56° 7′ O. aus 4930 m Tiefe. Sie wurde im nicht entsalzten Zustande ausgeführt.

Hygroskopisches Wasser 10,8.

Gesamtglühverlust (nach Trocknen bei 125°) 9,7.

| | |
|---|---|
| NaCl | 8,0 |
| CaO | 3,9 |
| MgO | 4,5 |
| MnO | 0,5 |
| $Fe_2O_3$ | 11,7 |
| $Al_2O_3$ | 18,2 |
| $SiO_2$ | 50,1 |
| $CO_2$ | 0,1 |
| $SO_3$ | 0,8 |
| Phosphat-Reaktion | schwach |
| $NH_3$ | 0,006 |
| Nitrate und Nitrite angegeben als $NH_3$ | 0,04 |
| Glühverlust | 2,7 |
| | 100,5 |

**Die Anreicherung seltenerer Elemente in den Roten Tiefseetonen**

Besonders um die Verbreitung der selteneren Elemente in Tiefseesedimenten festzustellen, hat F. W. CLARKE[373]) durch G. STEIGER eine

| | A % | B % |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 54,48 | 57,09 |
| $TiO_2$ | 0,98 | 1,27 |
| $Al_2O_3$ | 15,94 | 17,24 |
| $Cr_2O_3$ | 0,012 | 0,05 |
| $Fe_2O_3$ | 8,66 | 5,07 |
| FeO | 0,84 | 2,30 |
| NiO + CoO | 0,039 | — |
| $MnO_2$ | 1,21 | 0,12 |
| MgO | 3,31 | 2,17 |
| CaO | 1,96 | 2,04 |
| SrO | 0,056 | 0,03 |
| BaO | 0,20 | 0,06 |
| $Na_2O$ | 2,05 | 1,05 |
| $K_2O$ | 2,85 | 2,25 |
| $V_2O_3$ | 0,035 | 0,03 |
| $As_2O_5$ | 0,001 | — |
| $MoO_3$ | Spuren | — |
| $P_2O_5$ | 0,30 | 0,21 |
| S | — | 0,13 |
| CuO | 0,024 | 0,02 |
| PbO | 0,008 | — |
| ZnO | 0,005 | — |
| C | — | 1,69 |
| $H_2O$ | 7,04 | 7,18 |
| | 100,00 | 100,00 |

Analyse von „Durchschnittston“ ausführen lassen, den er aus 51 von J. MURRAY erhaltenen Proben aus den verschiedensten Teilen der Ozeane gemischt hatte. Die hierdurch erhaltene, reichliche Substanzmenge erlaubte die Bestimmung von tausendstel Prozent. Das hygroskopische Wasser, die löslichen Salze, einschließlich einer geringen Menge von Gips, und der kohlensaure Kalk wurden eliminiert. Die übrigen Zahlen, auf 100,00 umgerechnet, sind in der Tabelle (S. 327 unten) unter A aufgeführt. Unter B finden sich zum Vergleiche, ebenfalls nach F. W. CLARKE[374]), die durch eine andere Analyse von G. STEIGER bei der Untersuchung einer Mischung von 52 „terrigenen“ Sedimenten (48 Blauschlicken und 4 Grünschlicken) unter den gleichen Bedingungen gefundenen Zahlen.

Die Zahlen zeigen, daß im allgemeinen keine großen Unterschiede vorhanden sind. Die Roten Tone enthalten etwas weniger Si und Al, dafür aber mehr Fe, und zwar vor allem in der Oxydform. Dagegen sind in den Blauschlicken mehr als 2 % FeO vorhanden. Das entspricht ebenso früher auseinandergesetzten Gesetzmäßigkeiten, wie die Beteiligung von S und C in den letzteren. $MoO_3$, welches im Roten Ton in Spuren angetroffen wurde, wurde in den Blauschlicken nicht entdeckt. Dagegen wurde in letzteren nach Ni, Co, Pb, Zn und As überhaupt nicht gesucht! Diesem offenbaren Mangel ist in einer neueren, gemeinsamen Publikation von F. W. CLARKE und G. STEIGER[375]) abgeholfen worden. Es ergibt sich hiernach ein Gehalt an:

| | A | B |
|---|---|---|
| NiO | 0,0320 | 0,0630 |
| $As_2O_5$ | 0,0010 | Spur |
| PbO | 0,0073 | 0,0004 |
| CuO | 0,0200 | 0,0160 |
| ZnO | 0,0052 | 0,0070 |

In der gleichen Arbeit werden auch für einige andere Stoffe neue Werte angegeben, die aber von den früher mitgeteilten Zahlen nur unwesentlich abweichen:

| | A | B |
|---|---|---|
| BaO | 0,17 | 0,05 |
| SrO | 0,046 | 0,025 |
| $Cr_2O_3$ | 0,01 | 0,044 |
| $V_2O_3$ | 0,028 | 0,028 |

### Weiteres über accessorische Gemengteile des Roten Tiefseetones

#### 1. Glazialgeschiebe

Von accessorischen Bestandteilen des Roten Tones sind zunächst solche glazialer Herkunft zu nennen. Wenn der „Challenger“ auf

Station 160 südlich von Australien in 42° 42′ S., 134° 10′ O. aus 4755 m Gneisgeschiebe im Roten Tone dredschte, so dürfte dieses Vorkommnis unbedenklich auf moderne Eistrift zurückgeführt werden können, da noch im Jahre 1867 ganz in der Nähe Eisberge gesichtet worden sind; ebenso sind glaziale Geschiebe im Roten Ton südlich der Neufundlandbänke nicht weiter auffällig. Dagegen wird man bei einer Reihe anderer Geschiebefunde schwerlich anders können als an die Eiszeit zu denken. Abgerundete Fragmente von Granit und Arkose, welche ein Dredschezug des „Challenger" in 32° 36′ S., 137° 43′ W. in 4343 m (Station 285), oder ein Granitgeröll von $7\frac{1}{2} \times 5 \times \frac{1}{2}$ cm, welches ebenfalls die Dredsche auf der benachbarten Station 286 in 33° 29′ S., 133° 22′ W. in 4270 m erfaßte, können kaum anders als durch Treibeis während der Eiszeit um volle 10° nördlich von der heutigen Treibeisgrenze des südlichen Pazifischen Ozeans vertrieben worden sein. Einen anderen Fund hat AL. AGASSIZ[376]) in ca. 900 km Entfernung südwestlich von Point Concepcion der kalifornischen Küste in 28° 23′ N., 126° 57′ W. in 4331 m auf dem „Albatross" machen können. Hier förderte am 27. August 1899 die Dredsche in einem Zuge außer etwa 8 Zentnern Manganknollen einige größere Geschiebe von Hornblendeandesit, Serpentin, Sandstein und schwarzem Hornstein mit Quarzadern zutage, an denen nach der Mitteilung von MURRAY der englische Geologe J. J. H. TEALL unzweifelhafte Spuren von Eisbearbeitung erkennen konnte. Da die heutige nordpazifische Treibeisgrenze sich nur unbedeutend von den Küsten Kamtschatkas entfernt, können jene Geschiebe wohl nur während der Eiszeit, etwa aus der Gegend von Vancouver her, so weit nach Süden verfrachtet worden sein; dies um so mehr, als den benachbarten Küsten sumpfige Alluvionen nnd wasserreiche Flüsse, aus denen sie mit treibenden Waldinseln hergeführt worden sein könnten, abgehen.

### 2. Kosmogene Komponenten: Meteoritenkügelchen

Während die glazialen Accessorien auf die subpolaren Teile des Meeresbodens beschränkt bleiben, können andere fremde Eindringlinge als sehr bezeichnend für Roten Tiefseeton überhaupt gelten. Gemeint sind hierbei äußerst seltene und sehr kleine Körperchen außerirdischer Herkunft, die als „kosmogene Komponente" bereits einmal kurze Erwähnung gefunden haben.

Unter den mit dem Magneten abtrennbaren Komponenten des Roten Tones fanden sich nach J. MURRAY, der sie zuerst 1876 beschrieben hat, neben den mit kristallographischer Begrenzung versehenen Magnet- und Titaneisenteilchen aus irdischen Eruptivgesteinen auch unregelmäßig geformte, dunkle Körperchen, teilweise mit metallischem Kern, unter denen MURRAY und RENARD, die sie dann genauer untersuchten, zwei Arten unterschieden.

Die erste Art sind schwarze, magnetische Kügelchen (Fig. 105), deren Durchmesser selten über 0,2 mm hinausgeht. Sie zeigen eine metallglänzende, nicht ganz glatte Oberfläche und öfter auf der einen Seite eine näpfchenartige Einsenkung. Während die dunkle Rinde aus Magneteisen besteht, enthält der rein metallisch aussehende, stahlgraue, etwas körnige Kern Co und Ni; einzelne Kügelchen dürften das nur aus Meteoriten bekannte Mineral Schreibersit ($Ni_2 Fe_4 P$) enthalten, und ihre ganze Zusammensetznng weist sie zu den Holosideriten unter den Meteoriten. Indem dieselben aus dem Weltenraum durch die irdische Atmosphäre zu uns flogen, wurden sie geschmolzen, nahmen Tropfenform an und oxydierten sich, die kleinsten unter ihnen sogar so stark, daß ihnen der metallische Kern ganz abgeht und sie ganz aus der dunklen Rindensubstanz bestehen. Bei der Abkühlung im Wasser soll sich dann die oxydierte Rinde so zusammengezogen haben, daß die näpfchenförmige Einsenkung entstand.



Fig. 105. Eisenmeteoritenkügelchen aus Rotem Ton des Südpazifischen Ozeans aus 4298 m Tiefe. „Challenger"-Station 276. Vergrößerung 90. Aus MURRAY u. RENARD, Deep sea deposits, Tafel XXIII, Fig. 4.

Die zweite Gruppe stellen braune Kügelchen silikatischer Zusammensetzung ohne metallischen Kern und von kristalliner Struktur dar, welche an die Chondrite unter den Steinmeteoriten erinnern (Fig. 106). Sie sind unregelmäßig rundlich, zuweilen ebenfalls mit einer Depression versehen und durchschnittlich 0,5, selten über 1 mm Durchmesser groß. Ihre Oberfläche ist bräunlich mit Bronzeglanz infolge feinblättriger, kristallinischer Struktur; dieselbe ist wie vielfach bei den Chondriten zuweilen exzentrisch-blättrig. Die Kristall-Lamellen deuten auf monoklines System hin und enthalten von Magnet- oder Titaneisen herrührende, kristallitenähnliche Einschlüsse, deren Anordnung an die der in rhombischen Pyroxenen bekannten erinnert. Diese braunen Kügelchen sind in Salzsäure unlöslich; chemisch ließen sich Eisen, Magnesia und Kieselsäure nachweisen. Im übrigen sind die braunen Kügelchen viel seltener als die schwarzen.

An und für sich sollte die Verteilung dieser kosmischen Körperchen über den Boden des Ozeanes, wie über die Erdoberfläche überhaupt, eine allgemeine und gleichmäßige sein. Aber man findet sie am häufigsten in den Roten Tonen der landfernsten zentralen und südlichen Teile des Pazifischen Ozeans. Wenn man ein Liter dieses Sedimentes genau absucht, finden sich 20—30 schwarze und 5—6 braune Körnchen; auch in der Rinde von Manganknollen des Tones finden erstere sich eingeschlossen. Dagegen wird man in einem Liter Globigerinen-

schlamm meistens keine, höchstens 1 oder 2, finden; sie sind also in diesem Sediment offenbar viel weitläufiger verteilt, aber nicht etwa, weil sie seltener gerade an von diesem Sediment eingenommene Stellen des Meeresbodens hingelangen, sondern weil sie im Globigerinenschlamm von mehr und von schneller sich anhäufendem Sedimentmaterial verdeckt, maskiert werden. Wenn sie dagegen im Roten Ton dichter gesät sind, so läßt sich hieraus ohne weiteres schließen, daß dieser sich viel langsamer bildet als der Globigerinenschlamm, ein Schluß, den auch die an tertiäre Typen erinnernden Haifischzähne, sowie die noch zu besprechenden Manganknollen und Phillipsitkristalle zu ziehen erlauben. Die Seltenheit dieser immerhin auffälligen und, wenn überhaupt vorhanden, nicht leicht zu übersehenden Objekte wird auch noch dadurch demonstriert, daß sie in den wenigen Proben von Rotem Ton, welche die „Valdivia“ und der „Gauss“ mitbrachten, nicht gefunden wurden; es wächst eben mit der Zahl der untersuchten Proben auch die Wahrscheinlichkeit des Antreffens! Noch schwerer als im Globigerinenschlamm werden die Meteoritenkügelchen in den hemipelagischen und litoralen Ablagerungen zu finden sein, wo zu der geringen Größe und der Überfülle maskierenden anderen Materiales noch die zerstörenden mechanischen Einwirkungen hinzukommen.



Fig. 106.
Meteoritische Chondre von etwa 1 mm Durchmesser aus Globigerinenschlamm des Südatlantischen Ozeans aus 3639 m Tiefe. „Challenger“-Station 338. Vergrößerung 37. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits. Tafel XXIII, Fig. 11.

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, Vergleichsobjekte für diese kosmischen Partikelchen des Tiefseetones zu finden. Aber MURRAY und RENARD hielten die von NORDENSKJÖLD 1870 und 1883 auf dem grönländischen Inlandeise gesammelten, „Kryokonit“ genannten Staubpartikel ebenso wie E. WÜLFING für tellurische Erzeugnisse. Auch die aus modernen Fabrikschlöten und Maschinenessen gelegentlich davon fliegenden und dem atmosphärischen Staub sich beimengenden Eisentröpfchen haben eine gänzlich andere Gestalt und chemische Zusammensetzung; das gleiche gilt von sämtlichen bekannten irdischen vulkanischen Produkten, was im Gegensatz zu A. DAUBRÉE betont werden muß, welcher die fraglichen Kügelchen des Tiefseetones auf feine Zerstäubung vulkanischen Gesteins durch hochgespannte, vulkanische Gase zurückführen

wollte. Daß vielmehr tatsächlich solche meteorischen Niederschläge vorkommen und ein Schiff treffen können, ergibt sich aus der Beschreibung und Diskussion eines schon weit zurückliegenden Falles: am 11. November 1856 fiel auf das amerikanische Schiff „Joshua Bates" etwa 450 km südlich von Java (10° 38′ S., 117° 49′ O.) ein Niederschlag fester Körper, wie feinstes Vogelschrot. Durch MAURYS Vermittlung erhielt EHRENBERG eine Probe davon, und es ergab sich, daß dieselbe aus lauter sehr festen, aber hohlen Kügelchen von Eisenoxyd bestanden, welche nach der späteren Untersuchung durch den Freiherrn VON REICHENBACH[377]) nur von der Explosion und Verbrennung eines großen Holosideriten herrühren konnten. Magnetische Hohlkügelchen haben ST. MEUNIER und G. TISSANDIER[378]) übrigens auch aus Küstenablagerungen von Tunis, Algier und der Possession-Bay (Patagonien) bekannt gemacht; doch sind dieselben, worauf MURRAY und RENARD aufmerksam machen, von den beschriebenen Elementen des Roten Tones durchaus verschieden.

### Diagenetische Neubildungen der Roten Tiefseetone

#### 1. Phillipsite

Diagenetische Neubildungen sehr merkwürdiger Art stellen die Phillipsite dar, welche in äußerst kleinen (0,027—0,005 mm Durchmesser habenden), frei im Sediment schwebenden, farblosen Kristallen, Durchkreuzungszwillingen und -drillingen, oder in kugeligen Aggregaten besonders in Eupelagischen Sedimenten der pazifischen und indischen Tiefsee auftreten, ohne aber für Roten Ton als solchen allein charakteristisch zu sein. Mitten im Pazifischen Ozean von den Hawaii-Inseln an über Tahiti nach Juan Fernandez hin fand der „Challenger" stellenweise 20% des Sedimentes aus diesem Zeolith bestehend; ähnlich fanden es „Albatross" und „Nero" im Pazifischen, „Egeria" im Indischen Ozean. Gerade die beiden vorletztgenannten Expeditionen haben aber Phillipsite nicht nur im Roten Ton, sondern auch, wenngleich seltener, im Globigerinenschlamm festgestellt, wie MURRAY und LEE, sowie FLINT[379]) mitteilen. Häufiger noch als in diesem sind sie aber wieder im Radiolarienschlamm.



Fig. 107. Mehrfach verzwillingter Kristall von Phillipsit aus Rotem Ton des Südpazifischen Ozeans aus 4298 m Tiefe. „Challenger"-Station 276. Stark vergrößert. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, S. 402, Fig. 36.

Die Bestimmung dieser kleinen Elemente als Phillipsit stützt sich außer auf die leichte Zersetzbarkeit durch Salzsäure (wobei, wie bei den meisten Zeolithen gallertige Kieselsäure gebildet wird), auf die so charakteristische Kristallform (Fig. 107) und auf die chemische Analyse. Da die Kriställchen sehr häufig feine Überzüge von Mangan- und Eisenoxyden

(Fig. 108) haben, solche auch, neben der feinen, tonigen Matrix des Sedimentes, eingeschlossen enthalten, so zeigen die Analysen meistens einen Gehalt an $Fe_2O_3$ und $MnO$: auch das Aluminium in einem anderen Verhältnis, als der Formel des Phillipsits, den man früher wohl als



Fig. 108.
Phillipsitkristalle aus Rotem Ton des Südpazifischen Ozeans aus 4298 m Tiefe, z. T. die Zentren kleiner Mangankonkretionen bildend. „Challenger"-Station 276. Vergrößerung ca. 31. Aus Murray und Renard, Deep sea deposits, Tafel XXII, Fig. 4.

$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 + 4H_2O$, jetzt als isomorphe Mischung von $CaAl_2Si_6O_{16} + 6\ H_2O$ und $CaAl_2\ Si_2\ O_8 + 3\ H_2O$ auffaßt, wobei das Ca mehr oder weniger durch $Na_2$ und $K_2$ ersetzt ist, entsprechen würde. Die folgende Analyse bezieht sich auf Material von der „Challenger"-Station 275 zwischen den Sandwich-Inseln und Tahiti in 11° 20′ S., 150° 30′ W. aus 4773 m Tiefe.

| | |
|---|---|
| Glühverlust | 7,35 |
| $SiO_2$ | 49,88 |
| $Al_2O_3$ | 16,52 |
| $Fe_2O_3$ | 5,54 |
| $MnO$ | 0,44 |
| $CaO$ | 1,38 |
| $MgO$ | 1,20 |
| $K_2O$ | 5,10 |
| $Na_2O$ | 4,59 |
| $H_2O$ | 9,33 |
| | 101,33 |

2. Die Verknüpfung der Phillipsite mit „Palagonitsubstanzen“ und der wahrscheinliche genetische Zusammenhang beider Bildungen

Das stete Zusammenfallen des Vorkommens der Phillipsite und der jungvulkanischen Materialien der Tiefseeschlamme spricht sehr für die Ansicht von MURRAY und RENARD, daß jene Zeolithe aus der Verwitterung dieser, insbesondere der feinsten Aschen- und der Tuffmassen hervorgehen und palagonitische Substanzen eine Etappe auf ihrem Bildungsgange darstellen; die Phillipsite erscheinen danach gleichsam als regenerierte Mineralien.

Zum besseren Verständnis dieses Vorganges muß auf die rezenten vulkanischen Komponenten der Tiefseesedimente noch etwas näher eingegangen werden, wobei an das früher über die Bimssteine Gesagte angeknüpft sei. Am häufigsten kommen die Liparitbimssteine vor, während Andesitbimssteine seltener sind. Bimssteine von basaltischen Eruptivgesteinen sind nur in beschränkten Gebieten vertreten, z. B. bei Neu-Britannien und an den Hawaii-Inseln, von wo sie schon COHEN beschrieb. Häufiger, wenn auch mit beschränktem Verbreitungsgebiete, kommt sodann unter den Produkten submariner Vulkane basisches vulkanisches Glas vor, das aus früheren geologischen Perioden und von noch tätigen subaërischen Vulkanen nur in untergeordnetem Maße bekannt ist. Dieses Glas ist kompakt, wenn frisch braun oder rot und neigt sehr zu oberflächlicher Verwitterung, wobei es ein mattes Aussehen bekommt. Die erbsen- bis walnußgroßen Stücke kommen sehr häufig mit Manganknollen zusammen vor; schon das unveränderte Glas enthält Mangan, meist aber sind die Stücke noch von einer Manganrinde umgeben. Das frische Glas hat die Härte 5, die zersetzte Rinde nur 4. Kristalleinschlüsse von Plagioklasen und Olivin zeigen die Zugehörigkeit zu olivinführenden Basalten. Die Kristallelemente sind bei poröser Glasbasis besser entwickelt als bei kompakter Beschaffenheit derselben, wodurch ein Übergang zu Limburgiten eingeleitet wird.

Die durch Zersetzung aus diesem basischen Glase entstehende Substanz wird von MURRAY und RENARD mit dem Palagonit SARTORIUS VON WALTERSHAUSENS identifiziert. Palagonit oder Palagonitfels ist nach der Definition von H. ROSENBUSCH ein lockeres, gelblich-braunes bis schwarzes, auch grünlich-schwarzes, auf Klüften oft reichlich von Zeolithen durchzogenes und überhaupt davon durchtränktes Gestein, auf dessen frischem Bruch pechglänzende, rundliche und eckige Durchschnitte hervortreten, welche allenthalben von hellen, erdig matten, schmaleren oder breiteren Rinden umgeben werden, in denen auch oft wieder matte, runde, kleine Flecken auftreten. Die ganze Gesteinsmasse löst sich außerordentlich leicht in Salzsäure und hinterläßt einen kleinen Rückstand von vorwiegend Augit- und Plagioklasmikrolithen. Die selten über erbsengroßen, pechglänzenden Körner sind die ursprünglichen Aschenteilchen und Lapilli, welche Sidero-

melan heißen und ein mehr oder weniger wasserhaltiges Basaltglas mit spärlichen, mikrolithischen Bildungen darstellen. Dieser Sideromelan geht durch Verwitterung in eine äußerst wasserreiche, teils amorphe, teils kryptokristalline, sphärolithische Substanz über; das sind die helleren, erdig matten Teile des Gesteins, die eigentliche Palagonitsubstanz; sie ist bei den uns hier interessierenden Tiefseeproben im Schliffe von roter, brauner oder milchweißer Farbe und in ersteren Fällen oft mit schöner Diffusionsbänderung versehen, wodurch sie ein Aussehen ähnlich der Schalenblende erhält. Der Palagonit ist oft mit Zeolithen zu Aggregaten vereinigt oder wird von solchen durchtränkt.

Der vom basischen Glase zur Palagonitbildung führende Umwandlungsprozeß läßt sich am besten an der Hand zweier Analysen verfolgen. Von diesen bezieht sich I auf ein kompaktes, schwarzes, basisches Glas mit kleinen Olivinkristallen von der „Challenger"-Station 276 im Südpazifischen Ozean in 13° 28′ S., 149° 30′ W. aus 4298 m Tiefe, II auf die zu Palagonit umgewandelte Rinde, welche dieses Glas umgibt.

| | I | | II |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46,76 | | 44,73 |
| $Al_2O_3$ | 17,71 | | 16,26 |
| $Fe_2O_3$ | 1,73 | | 14,57 |
| FeO | 10,92 | | — |
| MnO | 0,44 | $Mn_2O_3$ | 2,89 |
| CaO | 11,56 | | 1,88 |
| MgO | 10,37 | | 2,23 |
| $K_2O$ | 0,17 | | 4,02 |
| $Na_2O$ | 1,83 | | 4,50 |
| $H_2O$ | — | | 9,56 |
| | 101,49 | | 100,64 |

Diese beiden Analysen zeigen, daß die Bildung der palagonitischen Rinde in der Hauptsache eine Oxydation der Oxydule des Eisens und Mangans und eine Wegführung von Kalk und Magnesia darstellt, wofür Wasser und Alkalien des Meerwassers aufgenommen werden; „the transformation seems to tend the formation of a zeolitic substance."

Auch breccienartige Gebilde, „Palagonittuffe", kommen im Roten Ton vor; sie werden ebenfalls von Zeolithen begleitet. Die häufig daneben auftretenden Basaltlapilli, die nicht selten die Zentra von Manganknollen bilden, sind in der Regel weniger zersetzt als die Gläser, da sie mehr kristallisierte Elemente enthalten. Dagegen wurde Limburgit in mehr oder weniger palagonitisiertem und zeolithisiertem Zustande im südlichen Indischen Ozean und Augitandesit mit rhombischen Pyroxenen sowohl dort, wie im südpazifischen gefunden. Fügen wir hinzu, daß, abgesehen von den Bimssteinen, Lapilli und Gläser von saueren Eruptivgesteinen viel seltener als die von basischen sind, und daß es unsicher bleiben muß, ob die an einigen Stellen im Sediment relativ häufig auftretenden

Splitter von Sanidin, Hornblenden, Quarz und sauren Gläsern auf submarine Eruptionen eines trachytischen Magmas oder auf die Zerstörung allochthon herverfrachteten liparitischen Bimssteins zurückzuführen sind, so sind wir nunmehr in der Lage, uns auf besserer Grundlage als vorher ein Bild von der Entstehung der so merkwürdigen Phillipsite der Eupelagischen Sedimente zu machen.

Hierbei kommt uns noch ein Fund zu statten, welchen AL. AGASSIZ am 27. August 1899 auf Station Nr. 2 des „Albatross" in ca. 900 km Entfernung südwestlich von Point Concepcion der Kalifornischen Küste in 28° 23′ N., 126° 57′ W. machte. Hier förderte die Dredsche nämlich zusammen mit einer großen Masse Manganknollen und den schon früher erwähnten, eisbearbeiteten Geschieben Platten und eimergroße Blöcke eines crêmeweißen, mürben Palagonittuffes zu Tage, dessen Substanz beim Zerreiben zu einem mehligen Puder zerfällt. Zahlreiche, kleine schwarze Mangankörner sind in der Masse enthalten, deren unregelmäßig warzige Oberfläche von einem dünnen Film gleicher Substanz bedeckt wird. Die meisten Fragmente dieses Tuffs sind von Würmern angebohrt, deren Gänge von Rotem Ton erfüllt sind. Unter dem Mikroskop erscheint die weiße Substanz von amorpher bis mikrokristalliner Beschaffenheit, doch konnte W. A. CASPARI[380]), der eine genauere Untersuchung vornahm, durch Trennung mit Bromoform einige unzersetzte Mineralpartikel, hauptsächlich Oligoklas, grüne Splitter vulkanischen Glases, zu einer amorphen, roten Substanz zersetzten Olivin? und ein wenig Magnetit, nachweisen. Mit Wasser befeuchtet verliert die Masse den Zusammenhalt und nimmt eine hellgelbbraune Farbe an, beim Trocknen wird sie wieder weiß. Sie bäckt sich nicht hart und läßt sich selbst noch nach dunkler Rotglut mit den Fingern zerreiben, ganz im Gegensatz zu tonigen Substanzen. Die chemische Analyse ergab hohen Alkaligehalt und auch in den übrigen Bestandteilen auffallende Übereinstimmung mit den im „Challenger"-Werk mitgeteilten Analysen von Phillipsit. Zum Vergleich seien daher die von CASPARI für den fraglichen palagonitischen Tuff (I) und die (nach dem Durchschnitt von drei Analysen) für Phillipsit von „Challenger"-Station 275 (II) gefundenen Zahlen (auf wasserfreie Substanz umgerechnet) nebeneinander gestellt.

| | I | II |
|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . . | 63,40 | 58,60 |
| $Al_2O_3$ . . . . | 19,82 | 20,55 |
| $Fe_2O_3$ . . . . | 3,72 | 7,03 |
| $MnO_2$ . . . . | 0,52 | 0,41 |
| $CaO$ . . . . | 0,98 | 2,52 |
| $MgO$ . . . . | 3,65 | 1,39 |
| $K_2O$ . . . . | 5,14 | 5,92 |
| $Na_2O$ . . . . | 3,49 | 4,98 |
| | 100,72 | 101,40 |

Auch im Verhalten gegen Säuren, an die sie ohne weiteres Aluminium und Alkalien abgibt, stimmt die Palagonitsubstanz dieses Fundortes durchaus mit Zeolithen überein.

Ähnliche Massen fand übrigens schon die „Challenger"-Expedition, vor allem auch als Kerne von Manganknollen. In allen Fällen scheint die Entstehung aus jungvulkanischem Material sichergestellt; und wenn bei der eingehend beschriebenen „Albatross"-Probe eine ziemlich reine Feldspatsubstanz das Ursprungsmaterial gewesen zu sein scheint, so mag dieselbe, wie CASPARI vermutet, unter dem ausschlämmenden Einfluß einer Strömung aus einer niederfallenden vulkanischen Asche entstanden sein. Im übrigen deutet einmal die Seltenheit solcher zeolithartigen Substanzen in größeren Platten, andererseits aber ihr häufigeres Erhaltensein im Inneren von Manganknollen darauf hin, daß es sich um sehr labile Zustände handelt; und es liegt daher nichts näher als anzunehmen, daß hier Produkte vorliegen, welche den Übergang von in Zersetzung begriffener, vulkanischer Substanz in Zeolithe, insbesondere Phillipsit, anzeigen. Daß diese Phillipsite sich aus dem in solcher Matrix nur in äußerst langsamer Zirkulation befindlichen, marinen „Grundwasser", also auf dem Umwege über eine Auflösung ausscheiden, dafür würde die Vorliebe sprechen, mit welcher sie Steinkerne von Globigerinenschalen bilden, in die sie wie hineingesogen erscheinen. Andererseits dürfte bei der chemischen Ähnlichkeit der „Palagonit"-Substanz und der Phillipsite auch eine molekulare Umlagerung nach Art einer Entglasung im Bereiche der Möglichkeit liegen.

Nach alledem läßt sich unsere bisherige Kenntnis der Bildungsbedingungen der Phillipsite der Eupelagischen Sedimente wie folgt zusammenfassen: Vulkanische Aschen basischer Eruptive werden am Tiefseeboden durch palagonitische Zersetzung zu amorphen, gelartigen Substanzen, welche teilweise ausgezeichnete Diffusionsbänderung erkennen lassen und mitunter eine chemische Zusammensetzung haben, welche derjenigen von Zeolithen, insbesondere Phillipsit, sehr nahe kommt. Diese Umbildung erfolgt unter Oxydation der vorhandenen Eisen- und Manganverbindungen und unter Ausmerzung der in den ursprünglichen Silikaten vorhanden gewesenen Kalk- und Magnesia-Verbindungen, wofür anderseits, wohl infolge eines Adsorptionsvorganges, Alkalien und Wasser aufgenommen werden. Aus dieser, durch einen Verwitterungsvorgang chemisch vorbereiteten, amorphen, metastabilen Substanz gelangen unter dem Einfluß des in diesen Tiefen hohen Wasserdruckes und im Laufe längerer geologischer Zeit gewisse Teile zu kristalliner Individualisierung, die von einzelnen Kristallisationszentren aus zu zentrifugal wachsenden Kristallen, bezw. Kristallbündeln und Zwillingsverwachsungen führen, welche in der umgebenden Substanz schweben, ganz im Gegensatz zu allen übrigen, sonst bekannten Vorkommnissen von Zeolithen, welche ausnahmslos aufgewachsen erscheinen.

Es müßte hiernach eine anziehende Aufgabe sein, den Bildungsbedingungen des Phillipsits, die hier wesentlich vom geologischen Standpunkte aus dargelegt wurden, auch vom physikalisch-chemischen Standpunkte aus nachzuforschen, wobei schon hier auf die wahrscheinliche Bedeutung des Druckes hingewiesen sein mag. Dann dürften auch die Beziehungen klar werden, welche zu den in verwitternden oder hydrothermal veränderten Basalten zusammen mit Kluftüberzügen von Manganoxyden vorkommenden Phillipsiten bestehen, und endlich auch Fragen beleuchtet werden, die mit den so viel umstrittenen „Bodenzeolithen" zusammenhängen. Ob aber — um auf die Phillipsite der Tiefsee zurückzukommen — unterseeische Vulkanausbrüche und die damit verbundene, örtliche Erwärmung des sonst so kalten Tiefenwassers für die kristallinische Individualisierung der Phillipsitsubstanz nötig sind, wie KRÜMMEL angesichts der örtlichen Anhäufung derselben annehmen möchte, muß doch durchaus dahingestellt bleiben.

### 3. Die Manganknollen der Roten Tiefseetone und der übrigen Eupelagischen Ablagerungen

Aus dem reichlichen Vorhandensein verwitternder jungvulkanischer Aschen usw. ist wohl auch das an gewissen Stellen am Boden der Tiefsee gehäufte Auftreten der Manganknollen (manganese nodules der Engländer, nodules de manganèse der Franzosen) zu erklären, deren erste Entdeckung durch die „Challenger"-Expedition seinerzeit berechtigtes Aufsehen erregte.

Schon VON GÜMBEL hat nach Untersuchung der „Gazelle"-Proben ausgesprochen, daß fast alle eigentlichen Tiefseeablagerungen einen beträchtlichen Gehalt an Mangan besitzen; und wenn einige Analysen des „Challenger"-Werkes dem zu widersprechen scheinen, so mag auf die Bedenken hingewiesen sein, welchen schon einmal hinsichtlich der Zuverlässigkeit dieser letzteren Ausdruck gegeben wurde. GEBBING fand denn auch in den von ihm untersuchten Roten Tonen der „Gauss"-Expedition überall Mangan, und zwar durchschnittlich in größerer Menge als im Globigerinenschlamm. In F. W. CLARKEs Analyse von „Durchschnitts-Ton" wird $MnO_2$ mit 1,21 % angegeben.

Eigentliche Mangankonkretionen fehlen im allgemeinen den küstennahen Ablagerungen. Kleine Manganknöllchen, welche J. Y. BUCHANAN[381]) aus dem Ästuar des Clyde bei Glasgow, und zwar aus dem Loch Fyne aus 190 m Tiefe, beschrieben hat, ähneln allerdings in mancher Hinsicht denen der Tiefsee, enthalten aber mehr Quarzkörner und etwas größere Spuren von Cu, aber geringere von Co und Ni, als jene. Nach MURRAY und RENARD wären für diese Manganabscheidungen möglicherweise die Abwässer chemischer Fabriken verantwortlich zu machen, welche nachweislich jahrzehntelang große Mengen von Manganchloriden in den Clydefluß

hineinleiteten; hierfür scheinen in der Tat die späteren ausgedehnten Untersuchungen J. MURRAYS an der Westküste von Schottland zu sprechen; denn während Manganknollen und -Überzüge wohl an vielen Stellen des Einflußgebietes des Clyde, z. B. auf der Slelmorlie-Bank, in Loch Strivan, Loch Goil und Loch Long, gefunden wurden (Fig. 109), zeigten die nördlicheren Lochs der schottischen Westküste nur relativ geringe

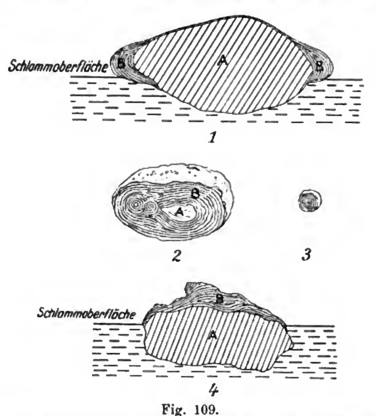



Fig. 109.

**Mangankrusten vom Flachseeboden der schottischen Gewässer nach MURRAY und IRVINE in Transact. Roy. Soc. Edinburgh, 37, 1895. Stark verkleinert. (Erklärung: 1. Glimmerschiefergeröll (A) mit Lagen von Manganverbindungen (B), in besonderer Dicke oberhalb der Einbettungslinie. Querschnitt in natürlicher Lage im Sediment. Loch Goil. — 2. Schieferbruchstück (A), rings umkleidet von Lagen von Manganverbindungen (B). Querschnitt. Loch Striven. — 3. Schnitt durch eine kleine Manganknolle. Loch Goil. — 4. Schiefergestein (A) mit Mangankrusten (B) auf der aus dem Sediment herausragenden Oberfläche. Loch Fyne).**

Spuren von Manganverbindungen in ihren Ablagerungen, obwohl die Gesteinskomponenten und Mineralien der Sedimente denen des Clyde-Distriktes durchaus ähnlich sind. Daß Manganknollen auch im küstenfernen Globigerinenschlamm vorkommen, wurde bereits früher mitgeteilt; daß hoher Kalkgehalt der Grundprobe und Manganknollen einander durchaus nicht ausschließen, dafür werden von MURRAY und LEE Beispiele bis zu 78% $CaCO_3$ angeführt. Doch zeigen diese Vorkommnisse im Globigerinenschlamm keine wesentlichen Unterschiede gegen diejenigen der Roten Tone. Erwähnenswert wäre nur, daß auch in diesem Sediment eine Vergesellschaftung mit basischen Gesteins- oder Mineralfragmenten

die Regel ist. Dadurch wird es dann verständlich, daß die „Valdivia" auch in zwei vollkommen kalkfreien, subantarktischen, vulkanischen Schlammen in 54° 46′ S., 26° 40′ O., sowie 55° 27′ S., 28° 59′ O. in 4605, bezw. 5532 m Tiefe bis zu 10 mm Durchmesser habende Mangankörner fand; beide Grundproben lassen auf einen submarinen Ausbruch schließen. Überhaupt scheint die Beschränkung der Manganknollen auf die Nähe vulkanischer Regionen für den Atlantischen Ozean die Regel zu sein.

Am charakteristischsten werden die Manganknollen, obwohl sie dem südindischen und dem antarktischen Ozean nicht fehlen, in den Gebieten des Roten Tones namentlich in jenem großen inselfreien Teile des Pazifischen Ozeans gefunden, der sich, an Fläche allein dem ganzen Atlantischen Ozean gleichkommend, von den Kurilen und Aleuten bis zur Osterinsel und Juan Fernandez hin erstreckt. Hier stellen sie sich beim Dredschen, seltener natürlich in den Lotröhren als eine ständige, bald dichtere, bald lockerere Bodenbestreuung ein. Wenn aber die nur oberflächlich wirkende Dredsche in manchen Fällen bis zu mehreren Zentnern solcher Manganknollen aufgesammelt hat, so darf dieses ebenso wenig eine übertriebene Vorstellung von der Häufigkeit dieser Knollen am Meeresboden erwecken, — denn die Dredsche wird oft stundenlang über den Meeresboden nachgeschleift —, wie das Fehlen der Knollen bei Lotungen auch kein Beweis für ein tatsächliches Fehlen ist.

Von den eigentlichen Knollen unterscheiden MURRAY und RENARD die Krusten, welche verhärtete Tuff- und Sedimentmassen, Gesteinsfragmente, Korallenzweige und Reste anderer kalkiger Organismen umhüllen, und die Fragmente größerer konkretionärer Manganmassen, welche insbesondere in flacherem Wasser in der Nähe oder auf den submarinen Abhängen vulkanischer Inseln gefunden werden.

Die Größe der Knollen wechselt von der kleinster Körnchen bis zu faust- und kinderkopfgroßen Zusammenballungen, deren Gestalt die der Kartoffelknollen oder riesiger Brombeeren nachahmt (Fig. 110). Tiefschwarzbraune, brombeerförmige Exemplare von 7 bis zu 8 cm Durchmesser dredschte z. B. die „Valdivia" in 30° 35′ S., 6° 10′ O. in 5108 m Tiefe in einem Globigerinenschlamm von 37 % $CaCO_3$-Gehalt. Während bei diesem Vorkommen eine Unterscheidung von Ober- und Unterseite nicht zu machen ist, stellte der „Challenger" vielfach einen Unterschied zwischen einer glatteren Oberseite und einer rauheren, im Schlamm steckenden Unterfläche fest (Fig. 111). Erstere bildete vielfach den Ansatzpunkt für sessile Tiere, wie Brachiopoden, Cirripedier, Tunicaten usw., denen offenbar der verschiebbare Schlamm nicht zusagte. Wenn AL. AGASSIZ aber mit dem „Albatross" Knollen dredschte, welche über und über z. B. von Hydroiden bedeckt waren, so müssen solche Knollen ihre Lage auf dem Meeresboden, dem sie offenbar nur lose auflagen,

mehrfach und häufiger verändert haben, in ähnlicher Weise, wie wir das für die ringsum mit lebenden Zellen versehenen Lithothamnien-Knollen von Haingsisi, sowie die von lebenden Polypen ganz umgebenen, lose im Tang liegenden Korallenknollen der ostafrikanischen Küste



Fig. 110.
**Manganknolle aus Rotem Ton des Nordpazifischen Ozeans aus 5303 m Tiefe. „Challenger"-Station 248. Schwach verkleinert. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel II, Fig. 1.**

bereits kennen gelernt haben. Im übrigen wechselt die äußere Form sehr und wird häufig durch die Gestalt der sehr verschiedenartigen Kerne bedingt, wie man sie selten beim Zerschlagen der Knollen vermißt.



Fig. 111.
**Scheibenförmige Manganknolle mit verschiedener Ober- und Unterseite aus Radiolarienschlamm des Zentralpazifischen Ozeans aus 5029 m Tiefe. Wenig verkleinert. „Challenger"-Station 274. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel IV, Fig. 2.**

Wo der ursprüngliche Kern Bimsstein, vulkanisches Glas oder ein anderes vulkanisches Produkt war (Fig. 112), ist häufig jede Spur desselben verschwunden; Übergangsstadien erweisen dann aber, daß diese Substanzen

zuerst in Palagonit übergeführt wurden und dieser dann auf dem Wege der Diffusion durch das Manganerz ersetzt wurde. Immerhin läßt in solchen Fällen häufig doch die Lagenstruktur, wenn sie sich auch mit jeder



Fig. 112.
**Quer durchschnittene Manganknolle aus Rotem Ton des Nordpazifischen Ozeans aus 5303 m Tiefe. „Challenger"-Station 248. (Im Innern der konzentrisch geschichteten Knolle stecken stark veränderte, aber noch erkennbare Reste von Bimsstein.) Wenig verkleinert. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel II, Fig. 4.**

weiteren Lage immer mehr der Kugelgestalt nähert, noch die ursprüngliche Gestalt des Kernes erkennen. Sehr häufig sind von Fischzähnen insbesondere Haifischzähne als Kerne (Fig. 113), und nicht selten von gigantischer Größe und seit dem Tertiär ausgestorbenen Arten angehörig; daneben auch Knochen, vor allem Gehörknochen von Walfischen und Delphinen oder Fragmente von Kiesel- und Kalkschwämmen. Größere Knollen haben oft mehrere solcher Kerne und sind dann unregelmäßig zusammengewachsen. Zuweilen aber fehlt jeder deutliche Kern, und Knollen dieser Art enthalten in der Regel mehr Mangan, sind im Innern dunkelbraun bis -schwarz und nehmen Politur und Metallglanz an.

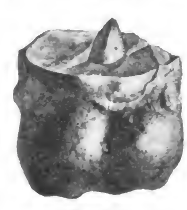


Fig. 113.
**Carcharodonzahn in Manganknolle aus Rotem Ton des Südpazifischen Ozeans aus 4362 m Tiefe. Nat. Größe. „Challenger" - Station 281. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Taf. IV, Fig. 5.**

Während die äußeren, bisweilen leicht abfärbenden, weichen Lagen mancher Knollen wadähnlich sind, erinnern die kompakteren Teile an Psilomelan, doch ist es wegen der starken Verunreinigungen und da es sich zweifellos um Mischungen von schwankender Zusammensetzung handelt, schwer, die Substanz der Knollen einem bestimmten Mineral zuzuteilen. Völlig unzulässig aber ist es, für die Substanz der Mangan-

knollen einen besonderen Mineralnamen (Pelagit) neu einzuführen, wie A. H. CHURCH[382]) vorgeschlagen hat.

Der Strich der Knollensubstanz ist nußbraun; das spezifische Gewicht kann nicht als charakteristisch gelten, da es infolge der vielfach vorhandenen, leichten Bimssteinkerne und der verschieden weit vorgeschrittenen Vererzung begreiflichen Schwankungen unterliegt.

Dünnschliffe lassen erkennen, daß die Manganverbindungen dendritischen Aufbau haben mit nach außen sich gabelnden Verzweigungen (Fig. 114). Zu dieser Struktur, deren Entstehung auf Grund einiger Funde des „Challenger" als der Beginn der Konkretionsbildung überhaupt gelten darf, tritt außerdem eine konzentrische Lagentextur. In extremen Fällen wechseln gelblich-weiße und dunkelbraune Lagen miteinander ab; doch werden erstere von den Mangandendriten, deren Anhäufung die dunklen Lagen bildet, quer durchzogen. Der kombinierte, dendritische Radial- und konzentrische Lagenaufbau, welcher in dem nach Entfernung des Mangans durch Salzsäure zurückbleibenden, sehr zerbrechlichen Tonskelett besonders deutlich wird, bedingt eine leichte Trennbarkeit sowohl nach den Radien wie nach den konzentrischen Lagen; und bemerkenswerterweise sind Zerteilungen von Knollen nach diesen Flächen geringsten Zusammenhaltes hier und da sogar schon am Meeresboden vor sich gegangen und die entstandenen Bruchstücke wurden ihrerseits zu Kernen, um welche sich neue konzentrische Lagen herumlegten. Im Innern nach den Radien septarienartig zersprungene Knollen dredschte AL. AGASSIZ auf dem „Albatross" 1899 in 9° 57′ N., 137° 47′ W. aus 4919 m.



Fig. 114.
Manganknolle, durchschnitten, um den inneren Bau (Diffusionsbänderung und dendritisches Wachstum) zu zeigen. Wenig verkleinert. Aus Rotem Ton des südöstlichsten Indischen Ozeans westlich von Tasmanien aus 4755 m Tiefe. „Challenger"-Station 160. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel II, Fig. 3a.

MURRAY und RENARD teilen mit, daß, wo Mangankonkretionen im Roten Ton vorkommen, dieser sich in der unmittelbaren Umgebung derselben sehr arm an Mangan erwies, welches ganz zur Bildung der Konkretionen verbraucht worden sei.

Zu bemerken wäre noch, daß keine chemische Beziehung zwischen den Kernen und den Manganverbindungen zu bestehen scheint, da dieselben sowohl um Karbonate, wie um Phosphate, Silikate oder Kieselsäure sich konzentrieren. Von regionalem Interesse ist, daß die Manganknollen jeder Region in der Regel ihren eigenen Typus erkennen lassen und daher leicht auseinander zu halten sind. Die

wechselnde chemische Zusammensetzung kommt in den folgenden Analysen zum Ausdruck, welche dem „Challenger“-Bericht entnommen sind.

| | | 97 | | 109 | | 112 | | 128 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Analysen-Nummer | | 97 | | 109 | | 112 | | 128 | |
| Stations-Nummer | | 3 | | 264 | | 274 | | 286 | |
| Geographische | Breite | 25° 45′ N. | | 14° 19′ N. | | 7° 25′ S. | | 33° 29′ S. | |
| | Länge | 20° 14′ W. | | 152° 37′ W. | | 152° 15′ W. | | 133° 22′ W. | |
| Tiefe | | 3521 m | | 5486 m | | 5029 m | | 4270 m | |
| Glühverlust | | | 18,30 | | 8,90 | | 11,40 | | 11,35 |
| In HCl löslich | $SiO_2$ | 5,00 | | 24,20 | | 8,80 | | 9,50 | |
| | $Al_2O_3$ | 1,70 | | 2,65 | | 0,30 | | 1,63 | |
| | $Fe_2O_3$ | 40,71 | | 21,38 | | 9,75 | | 16,48 | |
| | $MnO_2$ | 22,80 | | 29,09 | | 55,89 | | 38,15 | |
| | $CaCO_3$ | 5,15 | | 2,58 | | 3,88 | | 5,01 | |
| | $CaSO_4$ | 1,17 | | 0,62 | | 0,58 | | 0,94 | |
| | $Ca_3\,2\,PO_4$ | 0,34 | | Spuren | | 0,35 | | Spuren | |
| | $MgCO_3$ | 1,51 | | 3,40 | | 4,16 | | 3,26 | |
| | Cu, Ni, Co | Spuren | | Spuren | | —*) | | Spuren | |
| Summe | | | 78,38 | | 83,92 | | 84,50 | | 74,97 |
| In HCl unlöslich | $SiO_2$ | 1,66 | | 4,10 | | 2,54 | | 10,51 | |
| | $Al_2O_3$ | 0,55 | | 0,60 | | 0,31 | | 1,18 | |
| | $Fe_2O_3$ | 0,68 | | 1,70 | | 0,78 | | 1,40 | |
| | CaO | 0,25 | | 0,45 | | 0,33 | | 0,87 | |
| | MgO | 0,18 | | 0,33 | | 0,14 | | 0,22 | |
| Summe | | | 3,32 | | 7,18 | | 4,10 | | 18,68 |
| Summe | | | 100,00 | | 100,00 | | 100,00 | | 100,00 |

*) Cu: 0,79, Ni: Spuren, Co: —.

Wenn wir nun auch aus früher erörterten Gründen einzelnen Bestimmungen dieser Analysen (z. B. $MgCO_3$-Best.) mit Mißtrauen gegenüberstehen, so lassen sie doch einmal die z. T. große Beteiligung von Brauneisen, zum anderen aber das starke Schwanken der Zusammensetzung erkennen, welches auf die Verschiedenartigkeit der ursprünglichen Kerne einer-, den verschieden weit vorgeschrittenen Zustand der Stoffkonzentration anderseits zurückgeführt werden darf. GÜMBEL[383]), welcher eine Knolle der „Challenger“-Ausbeute durch A. SCHWAGER analysieren ließ, gibt in seiner sonst eine ähnliche Zusammensetzung zeigenden Analyse noch 0,009 % BaO und zweifelhafte Spuren von Blei, Antimon, Bor, Lithion und Jod an. Gerade Baryum, welches sonst in so charakteristischer Weise zusammen mit Manganerzen entweder in Mischung oder in der Form paragenetischer Verknüpfung von Erz und

Baryt auftritt, wird auch in den Analysen des „Challenger"-Werkes, welche speziell noch zur Bestimmung der selteneren Elemente ausgeführt wurden, nur mit sehr geringer Menge angegeben. Diese Analysen sind von besonderem Interesse, wenn man sie mit der Analyse F. W. CLARKES von Durchschnitts-Ton vergleicht, da sie wie diese die Anreicherung sonst seltener Elemente am Tiefseeboden dartun. Die folgenden, von J. GIBSON gefundenen Zahlen beziehen sich auf kleine Manganknollen von der „Challenger"-Station 285 in 32° 36′ S., 137° 43′ W. aus 4343 m.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $H_2O$ | 29,65 | $CoO$ | 0,28 | Te | Spuren |
| $Li_2O$ | Spuren | $NiO$ | 0,98 | $Cl_2$-O | 0,74 |
| $Na_2O$ | 1,81 | $ZnO$ | 0,10 | F | Spuren |
| $K_2O$ | 0,25 | $Tl_2O$ | 0,03 | $P_2O_5$ | 0,13 |
| $(NH_4)_2O$ | 0,02 | $Fe_2O_3$ | 14,33 | $V_2O_5$ | 0,07 |
| $MgO$ | 2,34 | $Al_2O_3$ | 5,49 | $CO_2$ | 0,29 |
| $CaO$ | 2,31 | $CuO$ | 0,37 | $SiO_2$ | 13,38 |
| $SrO$ | 0,02 | $PbO$ | 0,05 | $TiO_2$ | 0,13 |
| $BaO$ | 0,12 | $MoO_3$ | 0,10 | O | 4,71 |
| $MnO$ | 21,46 | $SO_3$ | 0,83 | | 99,99 |

Der Vollständigkeit halber sollen noch die Zahlen hinzugefügt werden, welche GREINER bei der Untersuchung der aus Globigerinenschlamm stammenden Knollen von der „Valdivia"-Station 87 fand. Wasserlöslich waren 1,74 %, und zwar $Fe_2O_3$ 0,07, $CaSO_4$ 0,12, $Na_2(K_2)SO_4$ 0,57, Na(K)Cl 0,98 %. Die Knollen enthalten also augenscheinlich noch lösliche Salze des Meerwassers, aber in einer ganz bestimmten Auswahl und nicht in den ursprünglichen Mengenverhältnissen; die Magnesiumsalze fehlen vollständig, schwefelsaurer Kalk ist gegenüber Chlornatrium stark angereichert. Am meisten überrascht der hohe Gehalt an schwefelsaurem Alkali, das im Meerwasser nur in geringen Mengen vorhanden ist. Der im Wasser unlösliche Teil ergab folgendes:

| | | |
|---|---|---|
| In HCl unlöslich | $SiO_2$ | 12,85 |
| | $Al_2O_3$ | 1,87 |
| | $Fe_2O_3$ | 0,19 |
| | $MnO$, $TiO_2$ | Spuren |
| | $CaO$ | 0,23 |
| | $MgO$ | 0,40 |
| | | 15,54 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| In HCl löslich | $SiO_2$ | 1,91 | |
| | $Al_2O_3$ | 3,08 | |
| | $Fe_2O_3$ | 20,85 | |
| | $MnO_2$ | 23,63 | |
| | $MnO$ | 0,65 | |
| | $P_2O_5$ | 0,50 | |
| | $TiO_2$ | 1,05 | |
| | $CaO$ | 1,55 | |
| | $MgO$ | 0,88 | |
| | $K_2O$ | 1,14 | |
| | $Na_2O$ | 1,39 | |
| | $H_2O$ | 27,67 | |
| | $CO_2$ | 0,69 | |
| | | | 84,99 |
| | | | 100,53 |

Bemerkenswert an dieser Analyse, die in Bezug auf das Verhältnis von $Fe_2O_3$ zu $MnO_2$, auch in den Beziehungen zwischen in Salzsäure unlöslichen und löslichen Bestandteilen, manchen des „Challenger“-Berichtes nahesteht, ist, daß die dort konstant angegebenen Spuren von Cu und die häufig nachgewiesenen Spuren von Co und Ni trotz sorgfältigen Suchens nicht entdeckt werden konnten. Dagegen ist ein nicht unbedeutender Gehalt an Titansäure und Alkalien vorhanden, der in den meisten „Challenger“-Analysen fehlt.

### Die Herkunft der Schwermetalle in den Manganknollen, ihre Konzentration, sowie die Langsamkeit dieses Vorganges

Als wesentlichste Quelle für die in den Manganknollen angereicherten Schwermetalle wird man mit MURRAY basische Eruptivgesteine anzusehen haben, deren Trümmer in den Meeresablagerungen eine bedeutende Rolle spielen und sich, wegen Mangels an anderen Komponenten, besonders in den Gebieten des Roten Tones anreichern. Daß Meerwasser Bimssteine aufzulösen vermag, haben vergleichende Untersuchungen J. THOULETs dargetan, auf welche in anderem Zusammenhange zurückzukommen sein wird. Wahrscheinlich bilden sich bei der Zersetzung dieser Gesteine unter dem Einfluß des kohlensäurehaltigen Tiefenwassers zunächst lösliche Bikarbonate, welche ihrerseits durch den Sauerstoff des Meerwassers leicht zu den wasserhaltigen Eisen- und Manganoxyden oxydiert werden. Erst während dieser Oxydation fand offenbar die konkretionäre Zusammenballung um die verschiedenartigen Kerne und deren auf dem Diffusionswege erfolgende Infiltration statt. Wie bei vielen Konkretionen wurden auch bei der Bildung der Manganknollen mancherlei Teile des umgebenden Sedimentes,

Tonsubstanz, nichtzersetzte Silikate, Quarzsplitter und anderes auf mechanischem Wege mit eingeschlossen. Auf keinen Fall läßt der wirkliche Befund die in Ansehung der Bildung z. B. der Manganflecken der Tigersandsteine vielleicht naheliegende und in der Darstellung GÜMBELS zwischen den Zeilen stehende Deutung zu, daß die Konkretionen ursprünglich Karbonate waren, welche durch einen nachträglichen Oxydationsprozeß in Hydroxyde verwandelt wurden; die physikalisch-chemischen Bedingungen am Tiefseeboden sind nicht derartige, daß ein Niederschlag von Karbonaten wahrscheinlich wäre. MURRAY bezweifelt aber die Bedeutung, welche BOUSSINGAULT, DIEULAFAIT und auch sein eigener Mitarbeiter RENARD den im Meerwasser angeblich als Bikarbonat vorkommenden Manganverbindungen für die Manganlieferung zuschreiben, weil er und IRVINE[384]) trotz ausgedehnter Versuche weder im Oberflächenwasser der Ozeane noch im Kesselstein von Seedampfern Mangan habe nachweisen können; nur in litoralem Bodenschlamm habe sich wirklich Mangankarbonat gefunden. Auch die 1891 von J. Y. BUCHANAN, 1894 von JUDD geäußerte Ansicht, daß die Sulfate des Meerwassers durch Verwesung organischer Substanzen in Sulfide umgewandelt würden und daß diese Eisen- und Mangansulfide dann am Meeresboden oxydiert würden, kann als unrichtig bezeichnet werden. Keiner weiteren Diskussion bedarf endlich auch die merkwürdige Anschauung GÜMBELS, daß die Manganknollen eine Ausfällung aus untermeerischen Mineralquellen oder auch vulkanischen Ergüssen darstellen und „ihre oolithähnliche Formung durch die strudelnde Bewegung, welche das Aufsteigen der Quellen am Grunde des Meeres begleiten muß“, erlangten; denn die Formen der Manganknollen, wie sie in unübertrefflicher Weise im „Challenger“-Werk und auch von MURRAY und LEE abgebildet wurden, sind die typischer Konkretionen und von den durch strudelnde Bewegung erzeugten Ooïdformen durchaus verschieden; die Anreicherung der Mangan- und Eisenverbindungen, welche GÜMBEL sich ohne jene Hilfsannahme nicht erklären konnte, verliert aber vieles von ihrer Unerklärbarkeit, wenn wir die Länge der Zeit in Rechnung setzen, welche, wie wir gleich sehen werden, für alle diese Prozesse am Tiefseeboden angenommen werden muß. Immerhin bleibt noch manche Unklarheit in Bezug auf das z. T. lokalisierte Auftreten der Knollen, obwohl die bisher angeführten Bedingungen über größere Regionen des Tiefseebodens hinweg die gleichen zu sein scheinen. Vielleicht wird man mit MURRAY und PHILIPPI annehmen dürfen, „daß die Manganknollen ähnlich wie das Sumpferz durch Vermittelung von Bakterien ausgeschieden wurden, und daß sie sich dort in größeren Mengen anhäufen konnten, wo die Lebensbedingungen für diese besonders günstig waren. An anderen Punkten, die den Bakterien nicht zusagten, fand die Bildung von Manganknollen überhaupt nicht

statt“. An die Beteiligung dieser Mikroorganismen hatte auch schon Paul Fischer gedacht; doch ist ihr Nachweis bisher noch nicht erbracht worden.

Verschiedene Umstände sprechen dafür, daß die Bildung der Manganknollen äußerst langsam vor sich geht. Die zuweilen auf denselben angesiedelten Tiefseeorganismen zeigen, daß jedenfalls während der Lebensdauer dieser keine Volumenzunahme stattfand. Die meist starke Zersetzung der mit und in den Knollen vorkommenden Bimsstein- und Glasteilchen deutet ebenfalls auf einen langen Zersetzungsprozeß am Boden der Tiefsee hin. Aus der zonaren Struktur der Knollen hat man schließen wollen, daß die Bildung derselben nicht immer im gleichen Tempo erfolgte und sogar vielleicht zeitweilig aussetzte. Murray und Philippi hielten es für denkbar, „daß die Kohlensäuremenge, die das Meerwasser enthält, gewissen zeitlichen Schwankungen unterworfen ist; sie können erklärt werden durch größere Klimaschwankungen, reicheres oder ärmeres Organismenleben, schließlich vielleicht auch durch vulkanische Ausbrüche. Ebenso ist es aber auch möglich, daß das stärkere Wachstum einer Knolle mit der Zuführung von frischem Gesteinsmaterial in Verbindung steht“. In der Tat wird man alle diese Möglichkeiten als Faktoren für das Bildungstempo der Knollen in Ansatz bringen müssen; indessen sollte man doch nicht übersehen, daß ein Teil der „Schichtungen“ der Manganknollen offenbar als eine Diffusionserscheinung nach Art der Liesegangschen Ringsysteme aufgefaßt werden muß, wodurch die Lagentextur als Anzeiger des wechselnden Bildungstempos sehr an Beweiskraft verlieren dürfte. Daß die Abscheidung der Mangan-Eisenhydroxyde immer nur in den feinsten Partikelchen erfolgt, zeigen die oft abwischbaren Anflüge auf frischen Schalenresten. Aber für die Entstehung der dicken Krusten müssen wir durchaus mit geologischen Zeiten rechnen. Die schon einmal erwähnten, vom „Albatross“ im nördlichen Pazifischen Ozean gedredschten, in dicke Manganhüllen eingebetteten Glazialgeschiebe zeigen, wie langsam die Abscheidung seit der Eiszeit vor sich gegangen ist, ebenso aber auch, wie gering der Absatz von Rotem Ton seit jener Zeit um die Geschiebe herum war.

### Die fossilen Einschlüsse der Manganknollen

Die im letzten Abschnitte bezüglich der außerordentlich langsamen Bildung der Manganknollen gezogenen Schlüsse werden noch besonders unterstützt durch die Art der, wie wir ruhig sagen können, fossilen Einschlüsse der Manganknollen. Denn die überkrusteten Haifischzähne, die Gehörknochen von Walen und Delphinen gehören z. T. Arten an, die in unseren heutigen Meeren nicht mehr leben, sondern nach J. Murray unzweifelhaft Repräsentanten der tertiären Faunen sind. Da diese Fest-

stellung von der allergrößten Bedeutung für die verschiedenartigsten Fragen der Meeresbodengeologie ist, soll etwas näher darauf eingegangen werden, zumal auch wichtige neuere Arbeiten darüber vorliegen.

Der „Challenger“ sammelte bei einigen seiner Dredschungen öfter über einige Hunderte, in einem Falle, auf Station 285 in 4343 m Tiefe, über 1500 größere Haifischzähne (der größte war 83 mm breit und 64 mm lang) neben unzähligen kleineren Zahnresten und einer geringeren Anzahl von Cetaceenknochen. Unter den ersteren bestimmte J. MURRAY —, dessen Bestimmungen von A. GÜNTHER, dem Ichthyologen des Britischen Museums, bestätigt wurden, — Hemipristis oder Galeus sp., Carcharias oder Corax sp., ferner Lamna sp., Oxyrhina trigonodon und Carcharodon megalodon (Fig. 115, 116), Formen, wie sie für das Tertiär



Fig. 115.
Größter, von der „Challenger“-Expedition erbeuteter Zahn von Carcharodon megalodon, nur im Schmelz erhalten, aus Rotem Ton des Südpazifischen Ozeans aus 4362 m Tiefe. Etwa $^1/_2$ nat. Größe. „Challenger“-Station 281. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel V, Fig. 1.



Fig. 116.
Derselbe Zahn, wie die nebenstehende Abbild., von der Seite gesehen. Aus MURRAY u. RENARD, Deep sea deposits, Taf. V, Fig. 1a.

(Miozän-Pliozän) von Malta, Südcarolina und Australien charakteristisch sind. Aus Funden der „Egeria“ im Indischen Ozean bestimmte MURRAY[385]) außer der letztgenannten Art noch Oxyrhina hastilis, welche die gleiche Verbreitung im Tertiär besitzt, und Lamna obliqua Ag., eine Charakterform

des Londontones. Alle diese Zähne des Tiefseebodens zeigen aber gegenüber den tertiären Funden und auch gegenüber einem vereinzelten Fund von zwei in einer Phosphoritkonkretion eingeschlossenen Lamna-Zähnen, den AL. AGASSIZ 1880 während der Fahrt des „Blake“ auf Station 317 in 31° 57′ N., 78° 18′ W. in einer Tiefe von nur 609 m am Boden des Golfstromes machen konnte, einen eigenartigen Erhaltungszustand, indem bei ihnen die ganze Wurzel und das Vasodentin durch Auflösung verschwunden sind; eine Tatsache, welche die Unsicherheiten in der Bestimmung der Formen erklärt.

Ein reiches Material von Haifischzähnen hat sodann der „Albatross“ auf seinen beiden großen Expeditionen in den Pazifischen Ozean 1899/1900 und 1904/05 gewonnen, über welche C. R. EASTMAN 1903[386]) und 1906[387]) berichtet hat. Die Bestimmungen dieses Autors ergaben das Vorhandensein folgender Arten:

Oxyrhina crassa Ag., eine Form, welche im Eozän bis Pliozän in Europa, selten auch in den Phosphatschichten von Südcarolina auftritt. Außer dieser, nach EASTMAN schon in der „Challenger“-Ausbeute vorhandenen Art fand derselbe in dieser auch die von MURRAY aus dem Indischen Ozean angegebene Oxyrhina hastilis vertreten.

Carcharodon megalodon Ag., die bekannte Form des Pliozäns von Malta, die sehr verbreitet auch im Tertiär der Pazifischen Küste Amerikas, von Kalifornien bis Patagonien, auftritt und mit dem Pliozän ausstarb. Hierzu tritt mit aller Wahrscheinlichkeit drittens

Carcharodon lanciformis Gibbes, welche Form zusammen mit den beiden vorhergenannten in Südcarolina auftritt.

Nicht näher bestimmbar sind die schon in der „Challenger“-Ausbeute vorhandenen Lamna-Zähne, die eher an miozäne, als an rezente Formen erinnernden Carcharias-Zähne und die Hemipristis.

Bezüglich der Verbreitung im Pazifischen Ozean läßt sich sagen, daß Zähne von Lamniden und Carchariiden sich in allen Teilen desselben finden, aber besonders am Tiefseeboden der südlichen tropischen Regionen.

Noch ungünstiger als bei den Haifischzähnen gestaltet sich die Bestimmung bei den Resten der Meeressäuger, da unsere Kenntnisse sowohl der rezenten wie der fossilen Formen noch recht unbefriedigend sind, vor allem, was die am Tiefseeboden fast allein erhaltenen Gehörknochen anbetrifft. Diese nur lose mit dem Schädel verbundenen Knochenteile, welche nach dem Tode des Tieres leicht sich ablösen, besitzen ebenso wie die sonst wohl noch vorhandenen Schnauzenfragmente eine extrem dichte Struktur, was sie allein befähigte, der Auflösung durch das kohlensäurereiche Tiefenwasser zu entgehen, zumal sie dem Angriff desselben auch nur eine relativ geringe Oberfläche darbieten. Während der „Challenger“-Bericht nach den von W. TURNER revidierten

Bestimmungen Reste von Globicephalus, Ziphius cavirostris, Mesoplodon (Fig. 117), Balaenoptera rostrata und B. antarctica anführt, kam EASTMAN

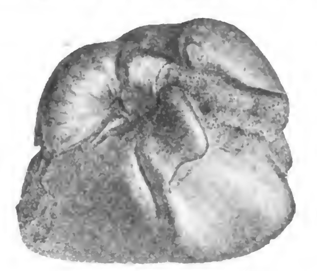


Fig. 117.
Felsen- oder Paukenbein und Bulla tympanica eines Zahnwales (Mesoplodon cf. layardi), außen mit Mangansubstanz teilweise bedeckt, aus Rotem Ton des Südpazifischen Ozeans aus 4270 m Tiefe. Nat. Größe. „Challenger"-Station 286. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel VIII, Fig. 1.

nach Diskussion unseres bisherigen Wissens über die Gehörknochen der fossilen und rezenten Cetaceen zu dem Resultat, daß ein Teil der Tiefseefunde Delphinus delphis L. sehr nahesteht, ein anderer einer Kogia, wahrscheinlich K. breviceps, angehört, während eine zweite Physeteridenform der Gattung Hyperoodon zuzuzählen ist, ohne aber mit H. rostratus oder irgend einer fossilen Form direkt identifiziert werden zu können. Fügen wir hinzu, daß nach unseren jetzigen Kenntnissen Cetaceen-Gehörknochen am häufigsten im Pazifischen Ozean südlich des Äquators, und zwar besonders zwischen 10° und 40° S., gefunden werden, während sie nördlich des Äquators nur ausnahmsweise angetroffen wurden, so bleibt uns noch zu erörtern, daß die Zusammensetzung der Reste aus der Tiefsee, abgesehen von den Mangan-infiltrationen und -Umhüllungen (Fig. 118), auch insofern von derjenigen der Knochen lebender Formen abweicht, als jene einen höheren Fluorgehalt aufweisen. Ich entnehme dem Werke von MURRAY und RENARD, die sich eingehend mit dieser Frage befaßt haben, folgende



Fig. 118.
Bulla tympanica von Mesoplodon? in einer durchschnittenen Manganknolle aus Rotem Ton des Indischen Ozeans westlich von Tasmanien aus 4755 m Tiefe. „Challenger"-Station 160. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel VIII, Fig. 11.

Zahlen, deren eine die gleiche Erscheinung für einen Haifischzahn vom Boden der Tiefsee erkennen läßt.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Fluorgehalt in | rezenten Cetaceenknochen | . . . . . | 0,004—0,032 % |
| „ | „ fossilen „ | . . . . . | 1,50 % |
| „ | „ Tiefsee- „ | . . . . . | 0,65—1,89 % |
| „ | „ dem Dentin eines Carcharodon-Zahnes | . | 2,28 % |

Nehmen wir hinzu, daß die den ausgestorbenen Haifischen und Cetaceen angehörigen Zähne und Knochen stets besonders dick von Manganeisenhydroxyden inkrustiert und imprägniert sind, während die der modernen Arten besser erhalten und kenntlich geblieben sind, so können wir aus alledem nun mit Sicherheit den Schluß ziehen, daß die Bildung der Manganknollen und damit des Roten Tones, der ihre Matrix darstellt, bis in die jüngere Tertiärzeit, mindestens bis ins Pliozän zurückreicht. Und wir gewinnen hiermit einen bestimmteren zeitlichen Anhaltspunkt für die Länge der geologischen Zeiträume, deren Wirken wir bereits aus der Ansammlung der Philippsite und Meteorkügelchen, sowie aus der intensiven Zersetzung der vulkanischen Gläser des Roten Tiefseetones erschließen konnten.

### Die geographische Verbreitung der Roten Tiefseetone

Der Rote Tiefseeton nimmt im Pazifischen Ozean riesige geschlossene Flächen ein, welche — abgesehen von den an die Umgebung von meist steil aus der Tiefsee aufragenden Inseln gebundenen vulkanischen und Korallensedimenten — nur fleckweise vom verwandten Radiolarienschlamm und von Globigerinenschlamm unterbrochen werden. Auch die Philippinenbucht, der nördliche Teil des pazifisch-antarktischen Beckens, Fidschibecken und Australbucht, teilweise auch noch das Korallenbecken, gehören ihm an. Kermadec- und Tonga-Graben tragen ebenfalls Tiefseeton-Bedeckung. Krümmel, dem allerdings die neueste kartographische Darstellung, welche dem Werke von Murray und Lee beigegeben ist, noch nicht vorlag, gibt das Areal des Tiefseetons im Pazifischen Ozean mit 101 Millionen qkm an, doch ist von dieser Zahl nach der Entdeckung einer großen, mit Globigerinenschlamm bedeckten Fläche im südöstlichen Pazifischen Ozean durch den „Albatross“ etwa ein Viertel abzuziehen. Murray und Lee geben die von Rotem Ton bedeckten Flächen des pazifischen Meeresbodens mit 29,3 Millionen englischen Quadratmeilen an, das sind 75 Millionen qkm.

Viel kleiner sind die von Rotem Ton im Indischen Ozean eingenommenen Flächen, nach Murray[367]) 11,4 Millionen qkm, und im Atlantischen Ozean, für welchen Schott 13,8 Millionen qkm angibt. Im Indischen Ozean bedeckt unser Sediment ein großes Areal, welches sich von den Maskarenen ostwärts gegen Australien hinzieht und sich gegen Nordosten relativ nahe an die Sunda-Inseln heranschiebt. Diesem

Gebiet gegenüber besitzt nach den neueren Forschungen ein kleineres, südlich von Australien und westlich von Tasmanien gelegenes Gebiet Selbständigkeit. Dazu kommt ein drittes, kleineres, welches sich um 10° N-Breite von den Malediven westwärts in der Richtung auf die Somaliküste hin erstreckt, und endlich ein viertes im Südosten von Madagaskar.

Im Atlantischen Ozean bergen 5 isolierte, z. T. nicht sehr ausgedehnte Räume Roten Ton, und zwar die jedesmal tieferen Teile des nordamerikanischen Beckens, der Kapverdeschen oder nordafrikanischen Mulde, des Brasilianischen oder Argentinischen Beckens, sowie der Kapmulde. Hierzu tritt endlich noch eine kleine Fläche im Karibischen Becken des Amerikanischen Mittelmeeres.

Alles in allem bedeckt Roter Tiefseeton etwas über 100 Millionen qkm des Meeresbodens, womit er an die zweite Stelle unter allen modernen Sedimenten tritt. Seine Hauptverbreitung liegt zwischen 50° S.- und 50° N.-Breite, und er beherrscht in der Hauptsache die Wasserhalbkugel der Erde, während der Globigerinenschlamm in den Meeren der Landhalbkugel dominiert.

Wie schon bei der Behandlung des Globigerinenschlammes bemerkt wurde, findet sich dieses Sediment häufig in stratigraphischer Verknüpfung mit Rotem Ton, der häufig den ersteren unter-, seltener überlagert. Alle diese äußerst wichtigen Vorkommnisse sollen später im Zusammenhange besprochen werden.

#### Anhang: Die kalkfreien Tiefseesedimente der Banda- und Celebes-See

O. B. Böggild[301]) hat in seiner Beschreibung der Grundproben der „Siboga"-Ausbeute eine Anzahl Grundproben aus den tiefen Einsturzkesseln der Banda- und Celebes-See zum Roten Tiefseeton gestellt, ohne sich jedoch die großen Bedenken zu verhehlen, welche eine solche Klassifikation mit sich bringt. Denn die einzigste Eigenschaft, welche diese Proben zu jenem Typus der Eupelagischen Sedimente weist, ist eigentlich nur die Kalkfreiheit oder -armut. In den meisten anderen Beziehungen aber sind sie sehr nahe mit dem Blauschlick, bezw. vulkanischen Schlick verwandt, indem sie z. B. sehr reichlich chersogene Komponenten enthalten. J. Murray hatte daher auch solche Proben zum Blauschlick gerechnet. „Dies würde indessen" — meint Böggild — „zu ganz merkwürdigen Konsequenzen führen; wenn man nämlich eine vollständige Serie von Proben von den beiden tiefen Binnenmeeren, der Banda- und der Celebes-See, hätte, würde es sich wahrscheinlich zeigen, daß man zu äußerst, dem Lande am nächsten, einen Ring von blauem Schlick hätte, innerhalb dieses einen anderen von Globigerinenschlamm und in der Mitte eine Partie mit Rotem Ton. Wenn man nun diesen als blauen Schlick bezeichnen würde, hätte man also zwei Regionen

von blauem Schlick, die voneinander durch den Globigerinenschlamm gänzlich getrennt wären, was recht paradox aussehen würde.“

Die Farbe dieser ziemlich stark zusammenhaltenden Tone ist meistens grau (seltener bräunlich, aber auch grün), bisweilen ist eine obere, blaue Schicht vorhanden. Der Kalkgehalt fehlt meistens vollkommen, steigt aber bis auf 23,9 % und beträgt im Mittel 4,4 %. Nach alledem würden diese Sedimente wohl am besten mit jenen Übergangssedimenten zwischen Blauschlick und Rotem Ton zusammenzustellen sein, wie sie sich insbesondere in den Randzonen des nordpazifischen Roten Ton-Gebietes finden. Leider fehlen der Darstellung Bögglds chemische Analysen der Gesamtproben und damit auch die Möglichkeit diesbezüglicher Kontrolle. Vielleicht hätten solche doch Hinweise auf die Ursache des niedrigen oder ganz fehlenden Kalkgehaltes gegeben, welcher bei der durch untermeerische Rücken bedingten Abgeschlossenheit der genannten Becken gegen die euozeanische Tiefsee nicht auf das kalte Tiefenwasser der letzteren zurückgeführt werden kann, eine Tatsache, die uns in einem späteren Abschnitte noch einmal zu beschäftigen haben wird.

## II. Radiolarienschlamm

### Die allgemeinen Eigenschaften des Radiolarienschlammes

Der typische Radiolarienschlamm (radiolarian ooze der Engländer, vase à radiolaires der Franzosen) ist nur eine an Radiolarienskeletten reiche Abart des Roten Tones. Die Grundsubstanz ist bei beiden Sedimenten der gleiche, durch Eisenoxyd und manche andere Substanzen verunreinigte Ton; nur ist die tonige Grundmasse des Radiolarienschlammes etwas weniger plastisch als die des Tiefseetones. Auch die Farbe ist im allgemeinen rötlich, bald dunkelbraun wie Schokolade, bald heller und gelb wie Erbsenstroh. Je nach dem Mangangehalt sind häufig die einzelnen Lagen dunkler oder heller gefärbt.

Der Radiolarienschlamm ist wie der Rote Ton ein Sediment der großen, landfernen Tiefen; die Durchschnittstiefe der 9 „Challenger“-Proben betrug 5292 m, die geringste Tiefe war 4298 m, die größte 8184 m. Die Durchschnittstiefe übertrifft also die bisher für Roten Ton ermittelte selbst dann noch um ein Weniges, wenn wir die höchste, aus den „Valdivia“-Werten abgeleitete Zahl als wahren Durchschnitt annehmen wollten. Auch den geringen, oft gänzlich fehlenden Gehalt an $CaCO_3$ hat der Radiolarienschlamm mit dem Roten Ton gemein. Unterscheidend aber ist der hohe Prozentsatz von Radiolariengehäusen unter den kieseligen Organismenresten; und man hat sich gewöhnt, die auch hier künstliche Grenze bei einem Mindestgehalt von 20 % Radiolarienskeletten anzunehmen, wie es seinerzeit von Murray und Renard vorgeschlagen wurde.

Die 9 Proben des „Challenger" enthielten im Durchschnitt:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Kalkkarbonat | Pelagische Foraminiferen . . . | 3,11 % | |
| | Benthonische Foraminiferen . . | 0,11 % | |
| | Andere Organismen . . . . . . | 0,79 % | |
| | | | 4,01 % |
| Nicht kalkiger Rest | Kieselorganismen . . . . . . . . | 54,44 % | |
| | Mineralfragmente . . . . . . . . | 1,67 % | |
| | Feinstes Schlämmprodukt . . . | 39,88 % | |
| | | | 95,99 % |
| | | | 100,00 |

Ein Vergleich mit den für den Roten Ton gegebenen Durchschnittszahlen zeigt den Unterschied besonders darin, daß im Radiolarienschlamm die Kieselorganismen gegenüber dem feinsten Schlämmprodukt überwiegen.

### Chemische Zusammensetzung der Radiolarienschlamme

In Übereinstimmung mit den im Vorigen genannten Zahlen stehen auch die chemischen Analysen, von denen wegen der Bedeutung des Radiolarienschlammes als Vergleichsobjekt für gewisse fossile Sedimente zwei durch Brazier ausgeführte mitgeteilt werden sollen, obwohl auch gegen diese die schon früher geäußerten Bedenken zu erheben sind.

| | | „Challenger"-Station 265<br>12° 42′ N., 152° 1′ W.<br>5303 m | „Challenger"-Station 274<br>7° 25′ S., 152° 15′ W.<br>5029 m |
|---|---|---|---|
| Glühverlust . . . . . . . . | | 4,30 | 7,41 |
| In HCl löslich | $SiO_2$ . . . . . . . | 38,75 | 46,50 |
| | $Al_2O_3$ . . . . . . | 6,75 | 8,32 |
| | $Fe_2O_3$ . . . . . . | 11,20 | 14,24 |
| | $MnO_2$ . . . . . . | 0,57 | 3,23 |
| | $CaCO_3$ . . . . . . | 2,54 | 3,89 |
| | $CaSO_4$ . . . . . . | 0,29 | 0,41 |
| | $Ca_3(PO_4)_2$ . . . . | 0,65 | 1,39 |
| | $MgCO_3$ . . . . . . | 2,46 | 1,50 |
| | | 63,21 | 79,48 |
| In HCl unlöslich | $SiO_2$ . . . . . . . | 21,02 | 9,52 |
| | $Al_2O_3$ . . . . . . | 6,19 | 2,20 |
| | $Fe_2O_3$ . . . . . . | 3,09 | 0,75 |
| | $CaO$ . . . . . . . | 1,85 | 0,39 |
| | $MgO$ . . . . . . | 0,34 | 1,25 |
| | | 32,49 | 13,11 |
| | | 100,00 | 100,00 |

Die auffallend hohe Menge von in Salzsäure löslichem $SiO_2$ ist außer auf wasserhaltige Silikate, z. B. auch Zeolithsubstanzen, auf die Zersetzung wasserfreier Silikate, vor allem aber auf die Auflösung der

Opalsubstanz der Kieselskelette zurückzuführen, deren Wassergehalt teilweise auch die Höhe des Glühverlustes bedingt.

### Kalkige Organismenreste eines Teiles der Radiolarienschlamme

Der nur in seltenen Fällen bis zu 20 % steigende Kalkgehalt wird in der Hauptsache von pelagischen Foraminiferen geliefert, neben denen aber auch benthonische Rotaliden und Nummuliniden nicht fehlen. Außerdem finden sich wohl noch Fischzähne und -otolithen, Ostracodenschälchen, Echinodermenfragmente, Gastropodenschalen und Coccolithen, aber niemals in bedeutender Menge.

### Kieselige Organismenreste der Radiolarienschlamme

Den Hauptbestandteil unter den biogenen Gemengteilen mit nichtkalkigen Skeletten bilden stets die Radiolarien (Fig. 119, 120), neben denen aber auch die Kieselskelette der Diatomeen und Spongiennadeln

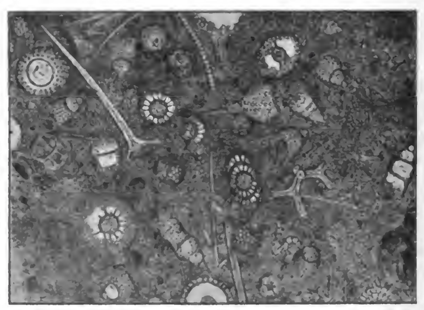


Fig. 119.
Radiolarienschlamm mit Pipettaria fusaria, Anthocyrtium sp., Lychnocanium sigmopodium, Dictyomitra caltanisettae, Entympanium musicantum, Carposphaera Waltheri, Carpocanium petalospyris, Sethodiscus phacoides, Spongodiscus florealis usw. usw. nebst Nadeln von Kieselschwämmen aus 8184 m Tiefe des Westpazifischen Ozeans. „Challenger"-Station 225. Vergrößerung ca. 85. Aus Murray und Renard, Deep sea deposits, Taf. XV, Fig. 3.

wohl nur selten fehlen. Von agglutinierenden Foraminiferen können Lituoliden und Astrorhiziden fast immer beobachtet werden.

Obwohl die Radiolariengruppe der Acantharia reichlich im pelagischen Plankton vorhanden ist, fehlen ihre schönen Gerüste doch durchweg im Sediment, da sie, wie bereits einmal erwähnt wurde, aus dem leichtlöslichen Strontiumsulfat bestehen. (Murray erwähnt nur einmal eine zweifellose Acantharie, Pantopelta icosapsis, aus einem Diatomeenschlamm

des südlichen Indischen Ozeans.) Dagegen beherrschen die mit Opalskelett versehenen Nassellarien und nächstdem die etwa halbmal so häufigen Spumellarien das Sediment, welches HAECKEL und DREYER einmal in einer einzigen Probe 338 Arten dieser beiden Unterordnungen lieferte. Demgegenüber ließen sich nur wenige Arten von den im allgemeinen zartschaligen Phäodarien nachweisen (Fig. 120). Die Deutsche Tiefsee-Expedition hat durch Schließnetzfänge festgestellt, daß die zarteren Radiolarienskelette stufenweise mit zunehmender Tiefe verschwinden, sodaß auch die wirklich auf dem Boden der Tiefsee zur Ablagerung gelangenden Reste in der Hauptsache nur Trümmer und Auflösungsüberbleibsel des im lebenden Zustande so wunderbaren Formenreichtumes darstellen.

Von anderen kieseligen Resten sind die großen, manchmal über 1 mm Durchmesser erreichenden Kieselschalen der Diatomee Coscinodiscus (Ethmodiscus) rex Wallich besonders bezeichnend für den echt

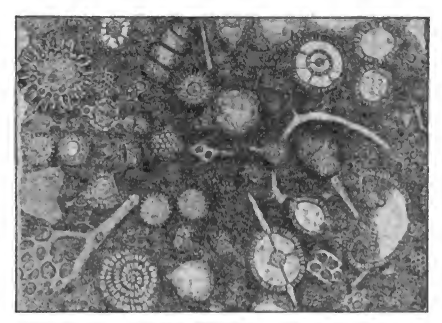


Fig. 120.
Radiolarienschlamm mit Dictyomitra caltanisettae, Siphonosphaera patinaria und socialis, Dorcadospyrisantilope, Anthocyrtinm sp., Cenosphaera compacta und mellifica, Stylodictya heliospira, Thecosphaera Zitteli, Phaeodarien-Fragmenten, Akanthosphaera clavata (?) usw. nsw. aus 5303 m Tiefe des zentralen Pazifischen Ozeans. „Challenger"-Station 268. Vergrößerung ca. 85. Aus MURRAY und RENARD, Deep sea deposits, Tafel XV, Fig. 4.

tropischen Radiolarienschlamm; diese Art, deren schachtelähnliche Gebilde auch zu den gewöhnlichen Warmwasserformen des Atlantischen Ozeans gehören, fehlt allen Sedimenten aus gemäßigten und kalten Breiten. Daran reiche Radiolarienschlamme waren es, welche der „Nero" zwischen den Marianen und Philippinen an örtlich ganz eng umschriebenen Flecken

in Tiefen von 4500 und 6000 m auffand und FLINT sodann als Diatomeenschlamme beschrieb. Auch die von AL. AGASSIZ 1904 vor der Westküste des tropischen Südamerika im Perustrom zwischen Callao und den Galápagos in Tiefen zwischen 2700 und 5200 m gesammelten diatomeenreichen Sedimente können nach MURRAY nicht als Diatomeenschlamme im eigentlichen Sinne des Wortes bezeichnet werden.

### Accessorische Bestandteile und diagenetische Neubildungen in Radiolarienschlammen

Die Einschlüsse von vulkanischen Auswürflingen, von Manganknollen, Phillipsiten, Haifischzähnen und Meteorkügelchen, die sich, wie z. T. schon erwähnt wurde, auch im Radiolarienschlamm finden, sind von denen des Roten Tones nicht wesentlich verschieden.

Einer besonderen Erwähnung aber bedürfen Agglomerat-artige Verkittungen des Radiolarienschlammes, welche der „Challenger“ auf Station 225 in 11° 24′ N., 143° 16′ O. im mittleren tropischen Pazifischen Ozean in einer Tiefe von 8184 m in großer Zahl auffand. Diese sehr typische Probe — es ist dieselbe, welche HAECKEL und DREYER 338 Radiolarienarten lieferte — enthielt eine große Zahl kleiner Partikeln von unregelmäßiger Form, welche auch unter Behandlung mit unverdünnter Salzsäure nicht auseinanderfielen, wobei vielmehr nur das Eisen und andere färbende Substanzen entfernt wurden. Die bei mikroskopischer Untersuchung kenntlichen Radiolarien, Spongiennadeln und kleinen vulkanischen Komponenten zeigen, daß es sich um eine Verkittung der Bodenbestandteile handelt, welche wohl durch eine kolloide Kieselsäuresubstanz hervorgerufen worden ist. Ähnliche Aggregate des Sedimentes, aber von geringerem Zusammenhalte, haben sich auch auf anderen Stationen gefunden.

Der Radiolarienschlamm von Station 225 zeichnet sich weiterhin durch sehr eigenartige, weißgefärbte Aggregate winziger rhomboedrischer Kristalle aus, welche, mit verdünnter Salzsäure behandelt, sich unter Kohlensäurebildung auflösen, wobei ein flockiger Rückstand übrig bleibt. Es ist umsomehr zu bedauern, daß es MURRAY und RENARD nicht gelungen ist, festzustellen, ob es sich dabei um Calcit- oder Dolomitrhomboeder handelte, als man in den fossilen Gesteinen, welche manche Autoren — ob mit Recht, wird die Zukunft lehren — als bathymetrische Äquivalente des modernen Radiolarienschlammes ansehen, nämlich in gewissen Kieselschiefern, ebenfalls Karbonatrhomboeder findet, deren Entstehung einstweilen ebenso rätselhaft ist, wie in dem erwähnten rezenten Falle. Es mag hier hinzugefügt werden, daß auch die „Valdivia“ auf ihrer südatlantischen Station 85 in 26° 49′ S., 5° 54′ O. in 5040 m Tiefe in einem in Roten Ton übergehenden Globigerinenschlamm von 42,5 % $CaCO_3$-Gehalt Kalkspatrhomboederchen von 0,09—0,3 mm Länge fand,

welche entweder einzeln oder miteinander verwachsen auftraten. Die Paragenese dieser nicht abgerollten, aber äußerlich korrodierten Kriställchen — welche Erscheinung darauf hindeutet, daß die Bildung nicht weiter geht — mit stark zersetzten Lavabrocken, Tuffmaterial, vulkanischen Gläsern und Palagonit wird von MURRAY und PHILIPPI dahin verstanden, daß die Neubildung jener Calcite auf die Zersetzung basischer Eruptivgesteine am Meeresgrunde zurückzuführen sei. Man könne allerdings einwenden — so meinen die genannten Autoren —, „daß die Löslichkeit von kohlensaurem Kalk diese Neubildung von vornherein verhindern müßte. Allein auch Zeolithe sind, wenn auch in viel geringerem Grade, im Meerwasser löslich, und trotzdem kristallisieren sie in großen Mengen in den Gebieten des Roten Tones aus". Möglich, daß die Lösung der Frage nach der Entstehung jener Neubildungen in dieser Richtung zu suchen ist; aber vorläufig sind wir nur auf Vermutungen angewiesen, zumal SALMOJRAGHI[388]) neugebildete Calcitkristalle auch in Sedimenten mittlerer Tiefe im Europäischen Mittelmeere beobachtet haben will.

**Die geographische Verbreitung des Radiolarienschlammes**

Die geographische Verbreitung des Radiolarienschlammes ist eine beschränkte; denn er bedeckt, wenn wir die neuesten Zahlen von MURRAY[367]) und MURRAY und LEE nehmen, insgesamt 10,1 Millionen qkm. Davon würden 8,5 Millionen qkm auf den Pazifischen, 1,6 Millionen qkm auf den Indischen Ozean entfallen. Im Pazifischen Ozean beherrscht das Sediment ein, wie es scheint, einheitliches, langgestrecktes Gebiet, welches sich, am Blauschlickgürtel der zentralamerikanischen Küste beginnend, südlich und nördlich des 10. Grades nördlicher Breite bis über den 160. Grad westlicher Länge hinaus hinzieht. Ein zweites, ziemlich umfangreiches Gebiet liegt nördlich von den Samoa-Inseln bis etwa 8° nördl. Breite, von dem ersteren durch eine von Globigerinenschlamm bedeckte Zone getrennt. Eine kleinere Fläche ist nordwestlich vom Paumotu-Archipel, ein viertes Gebiet im Marianen-Graben bekannt geworden. Im Indischen Ozean wird eine südwest-nordöstlich gestreckte Fläche um die Cocos- und Weihnachtsinseln herum von Radiolarienschlamm bedeckt. Außerdem beherrscht derselbe nach unseren jetzigen Kenntnissen hier nur noch eine kleine Fläche etwa auf 50° O., zwischen 2° und 5° S. im Nordwesten von den Seychellen. Im Atlantischen Ozean ist echter Radiolarienschlamm bisher noch nicht gefunden worden; denn das von der „Valdivia" auf ihrer Station 123 in 49° 7,5′ S., 8° 41′ O. nordnordöstlich von der Bouvet-Insel in 4418 m gelotete Sediment, welches wegen seines hohen Gehaltes an vorwiegend kugeligen, auffallend großen Radiolarien (hauptsächlich Spumellarien der Gattungen Cenosphaera, Heliosphaera, Heliodiscus und Actinomma, aber auch einigen Nassellarien) als Radiolarienschlamm klassifiziert wurde, steht im Über-

gang zu Diatomeenschlamm und vulkanischem Schlamm, mit welchen Namen es mit ebensolchem Rechte bezeichnet werden könnte. Das hellgraue und feste Sediment enthält 2,75% $CaCO_3$, der aus Schalen von kleinen Individuen von Globigerina inflata und bulloides, benthonischen Foraminiferen und Echinidenstacheln besteht. Der 97,25% betragende, in Säure unlösliche, hellgraue Rückstand setzt sich aus 50% Mineralien, die z. T. auf einen submarinen vulkanischen Ausbruch hindeuten, aus 40% Kieselorganismen (Radiolarien, Diatomeen, agglutinierenden Foraminiferen, Spongiennadeln) und 7,25% „Schlamm" zusammen. Es dürfte vielleicht richtiger sein, dieses subantarktische Sediment, welches von den typischen, streng an tropische Gewässer gebundenen Radiolarienschlammen doch stark abweicht, als Diatomeenschlamm zu klassifizieren, wie solcher auch das umgebende Gebiet beherrscht.

## III. Diatomeenschlamm

### Geschichtliches

Der Diatomeenschlamm (diatom ooze der Engländer, vase à diatomées der Franzosen) ist wie der Radiolarienschlamm ein $SiO_2$-reiches Sediment, aber, indem sein $SiO_2$-Gehalt im Wesentlichen auf Reichtum an Diatomeenpanzern beruht, im Gegensatz zu jenem auf die höheren Breiten beider Hemisphären beschränkt. Die in den kälteren und eisführenden, daher auch salzärmeren Meeren reichlich auftretenden Wucherungen der Diatomeen verändern häufig die Wasserfarbe ins Olivgrüne bis Gelbbraune, ja Schwarze, welche Tatsache von der nördlichen Hemisphäre schon seit Hudson (1607) bekannt ist und von W. Scoresby ausführlich beschrieben wurde. In der Grönlandsee hat Rob. Brown sich mit ihr beschäftigt, während in den höheren Südbreiten James C. Ross olivgrünes Meerwasser beobachtete und der Botaniker seiner Expedition, John Hooker, die rostfarbenen, am Packeis wohl gedeihenden Diatomeen als Ursache erkannte. Schon Hooker konnte auch auf den Reichtum an Diatomeen in den Sedimenten der antarktischen Meere hinweisen; aber der Name „Diatomeenschlamm" wurde erst von den Gelehrten des „Challenger" eingeführt, denen die gleichen Erscheinungen bei ihrem Vorstoße über den südlichen Polarkreis bei 80° O. L. entgegentraten.

### Die allgemeinen Eigenschaften des Diatomeenschlammes

Das Aussehen der Diatomeenschlamme, welche besonders von der Südhemisphäre untersucht wurden, ist von dem Verhältnis von kieseligen Organismenresten zu den minerogenen Komponenten abhängig. Wo Diatomeenpanzer weitaus überwiegen, wie das bei den sehr reinen, bis 95% Diatomeenpanzer enthaltenden, von der „Valdivia" längs der Packeiskante und bei der Bouvet-Insel geloteten Proben der Fall war, erscheinen die sehr feinkörnigen Sedimente im feuchten Zustande von

kleisteriger Beschaffenheit, in der Oberschicht sehr locker, in der Tiefe zäher, und gelblich-grau gefärbt oder strohfarben; nach dem Trocknen aber sind sie von sehr heller, weißer Farbe und mehligfilziger Konsistenz und fühlen sich mit dem Finger auch wie Mehl an. In den Grenzfällen dagegen, wo klastisches, minerogenes Material vorherrscht, wie in größerer Landnähe (um Inseln) oder infolge stärkerer Beimengung glazial transportierten Gesteinsmateriales nimmt das Sediment eine dunklere, mehr bläuliche Färbung an, wird fester und nähert sich dem Blauschlick, bezw. den glazialmarinen Sedimenten.

### Die Tiefen der Diatomeenschlamme

Wenn auch die Tiefe von geringerem Einflusse auf die Beschaffenheit des Diatomeenschlammes ist, als geographische Lage seines Bildungsortes und Strömungen, so mögen doch des Vergleiches halber die von „Challenger", „Valdivia" und „Gauss" gefundenen Zahlen angeführt werden.

| Diatomeenschlamme des | Geringste Tiefe m | Größte Tiefe m | Durchschnittstiefe m |
|---|---|---|---|
| „Challenger" . . . ( 5 Proben) | 1097 | 3612 | 2701 |
| „Valdivia" . . . (16 „ ) | 1849 | 5733 | 4203 |
| „Gauss" . . . . . ( 7 „ ) | 2320 | 4820 | 4056 |

Die einander naheliegenden Durchschnittswerte von „Valdivia" und „Gauss" zeigen, daß die reineren Arten des Diatomeenschlammes erheblichen Tiefen entstammen und es untunlich wäre, den Diatomeenschlamm mit dem Globigerinenschlamm und Pteropodenschlamm als „epilophische Sedimente" zusammenzufassen, wie KRÜMMEL wollte, wogegen dann PHILIPPI mit Recht Verwahrung eingelegt hat.

### Der Kalkgehalt und die denselben bedingenden kalkigen Organismenreste eines Teiles der Diatomeenschlamme

Der Kalkgehalt ist in der Regel sehr gering und fehlt in 13 von 16 „Valdivia"-Proben und in 5 von 7 „Gauss"-Proben überhaupt völlig. Daß für diese auffällige Tatsache nicht die Tiefe als solche allein maßgebend ist, geht am besten daraus hervor, daß gerade ein Teil der völlig kalkfreien Diatomeenschlamme der „Valdivia" und des „Gauss" aus geringeren Tiefen stammen, in denen man, zumal bei ihrer nördlichen Position, eher Globigerinenschlamm erwartet haben sollte. „Diese merkwürdigen Anomalien sind wohl" — mit PHILIPPI — „auf Nord setzende Strömungen zurückzuführen, welche das über dem Orte der Lotung schwebende kalkreiche Plankton forttreiben und an seiner Stelle am Meeresgrunde Material ablagern, das aus antarktischen Gewässern stammt. Auch dieses enthielt ursprünglich wohl kalkige

Organismenreste, sie wurden aber auf dem weiten Wege durch die Berührung mit vielen Wassermassen aufgelöst.“ Daß im übrigen die Kalkgehaltsangaben je nach dem Reiseweg der betreffenden Expeditionen sehr schwanken und die Werte der „Valdivia“ und des „Gauss“ mehr Beachtung verdienen als die des „Challenger“, geht auch aus folgender Tabelle hervor.

| Kalkgehalte der Diatomeenschlamme | Höchster Wert % | Niedrigster Wert % | Durchschnittswert % |
|---|---|---|---|
| des „Challenger“ . ( 5 Proben) | 36,84 | 2 | 22,96 |
| der „Valdivia“ . . (16 „ ) | 24 | 0 | 2,6 |
| des „Gauss“ . . . ( 7 „ ) | 29 | 0 | 5,7 |

Wo Kalkgehalt überhaupt vorhanden ist, besteht er, wie das in küstenfernen Sedimenten die Regel ist, aus den Schalen pelagischer Foraminiferen; so fand die „Valdivia“ etwa halbwegs zwischen der Bouvet-Insel und Kapstadt und der „Gauss“ zwischen den Crozet-Inseln und Kerguelen die gewöhnlichen Formen der südlichen gemäßigten Meere, Globigerina inflata und bulloides, sowie Pulvinulina canariensis, neben Coccolithen, während in weiter südlich gelegenen Positionen nur kleine antarktische Formen, Globigerina pachyderma und Dutertrei, aber keine Coccolithen angetroffen wurden.

### Die kieseligen Organismenreste der Diatomeenschlamme, insbesondere die Diatomeenflora der hohen Südbreiten

Unter den Kieselorganismen finden sich neben den überall vorwiegenden Diatomeen fast immer Radiolarien und Schwammnadeln und in einem Teil der Proben auch agglutinierende Foraminiferen. Insbesondere Radiolarien spielen nicht selten eine beträchtliche Rolle, vor allem große, kugelige und scheibenförmige Arten von Spumellarien, wie wir sie als Hauptbildner eines im Übergang vom Radiolarien- zum Diatomeenschlamm stehenden Sedimentes (von der subantarktischen Station 123 der „Valdivia“) bereits kennen gelernt haben.

Die mit ihren Skeletten den Hauptbestandteil des Diatomeenschlammes (Fig. 121) bildende Diatomeenflora ist je nach der geographischen Breite sehr verschieden gut entwickelt[389]), und zwar in der Tropenzone viel schwächer als in den gemäßigten, und hier wieder viel geringer als in den Polar-Zonen. Das Arktische Mittelmeer wird oft auf weite Strecken durch ungeheure Diatomeen-Massen in einen dicken, dunklen Schleim verwandelt, das „schwarze Wasser“ oder „black water“ der Nordpolfahrer, welches die Weidegründe der Walfische bildet; denn die Pteropoden und Crustaceen, von welchen diese Cetaceen leben, nähren sich ihrerseits von jenem Diatomeen-Schleim. Nicht weniger erstaunlich sind die ungeheuren Diatomeen-Massen, welche südlich vom

50. Breitengrade die antarktischen Gewässer erfüllen. Die Netze des „Challenger" füllten sich hier rasch mit solchen (größtenteils aus Chaetoceras gebildeten) Diatomeen-Massen, daß diese, am Ofen getrocknet, einen dicken, watteähnlichen Filz bildeten.



Fig. 121.
Diatomeenschlamm von der antarktischen Eisgrenze aus 4036 m Tiefe. „Valdivia"-Station 140. Vergrößerung ca. 450. Aus MURRAY und PHILIPPI, Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition", Tafel VI (XXI), Fig. 2. — Besteht fast ausschließlich aus Teilen antarktischer Diatomeen (besonders Coscinodiscuo, Fragilaria, Synedra) und Dictyochen.

Die Kenntnis der südhemisphärischen Diatomeen-Flora ist neuestens besonders durch die „Valdivia"-Expedition und deren Mitarbeiter gefördert worden. Die Diatomeen können, da sie als Pflanzen auf Stoffwechsel durch Photosynthese und damit auf das Sonnenlicht angewiesen sind, nur in den obersten Wasserschichten leben. KARSTEN faßt das Gesamtresultat seiner Untersuchungen[390]) über das ant-

arktische Phytoplankton dahin zusammen, „daß die obere Schicht von 200 m fast allein die Hauptmasse der lebenden Pflanzen enthält, und zwar nimmt bis zu 40 m Tiefe die Masse dauernd zu, sie bleibt von 40—80 m Tiefe auf der maximalen Höhe stehen und fällt dann rasch ab“. Im Sediment bilden Fragilaria-Schalen den vorherrschenden Bestandteil, daneben finden sich Thallassiothrix, Synedra, Eucampia, Coscinodiscus in sehr zahlreichen und verschiedenen Formen, Actinocyclus, Asteromphalus, Euodia in wechselnden Mengen. Chaetoceras radiculum-Hornstücke, Rhizosolenia-Spitzen sind, wenn auch selten zu finden, endlich Dictyocha-Skelette. „Wo sind aber“ — fragt Karsten — „alle die unzähligen Schalen von Chaetoceras, Rhizosolenia, Corethron, Dactyliosolen geblieben, wenn von den kleineren und unscheinbareren Formen einmal ganz abgesehen werden mag? Sie haben die Wanderung in die Tiefe zwar ebenso angetreten, wie jene, sind aber nicht an das gleiche Ziel gelangt.“ Schon in der Einleitung zu den Eupelagischen Sedimenten wurde darauf hingewiesen, daß die zarten Skelette des Oberflächenplanktons aufgelöst werden, bevor sie den Meeresboden erreichen. Einmal scheint das Meerwasser auf das feine Kieselgerüst der Diatomeen direkt als Lösungsmittel zu wirken, zum andern wird aber auch die organische Grundsubstanz der Diatomeenpanzer von Radiolarien, möglicherweise auch von Bakterien angegriffen, und damit geht nicht nur wahrscheinlich eine Zerstörung der Kieselsubstanz Hand in Hand, sondern F. Immermann und Valentin Haecker konnten sogar zeigen, daß gewisse Phaeodarien z. B. Rhizosolenia- und Corethron-Ketten zum Aufbau ihrer Skelette verwenden. Wie aber auch immer der Zerstörungsprozeß im einzelnen vor sich gehen mag, wir gelangen mit Karsten zu dem Resultat, „daß nur Schalen auf den Boden des 4000—6000 m tiefen antarktischen Wassers gelangen können, die so dickwandig sind, daß sie den Abnutzungen und der partiellen Auflösung während des äußerst langsamen Sinkprozesses völlig gewachsen sind, alle anderen werden früher oder später vor Erreichung des Grundes zu vollständiger Auflösung gebracht.“ Der Vergleich der Diatomeenflora des Oberflächenwassers mit den am Meeresboden angehäuften Diatomeenpanzern offenbarte Karsten aber auch noch einen anderen Gegensatz, indem die Coscinodiscus-Formen des Bodenschlammes vielfach andere sind als wie sie im lebenden Plankton des Oberflächenwassers festgestellt werden konnten; und er glaubte, diese Feststellung damit erklären zu sollen, „daß die Bodenproben die gesamten im Laufe der Jahre bis zu ihnen gelangenden Schalen aufbewahren, während die Planktonproben nur den gerade zur Zeit der Tiefsee-Expedition in Wucherungsperiode befindlichen Teil reichlicher enthalten“ konnten. Indessen haben weitere Beobachtungen der „Belgica“, des „Gauss“ und der „Scotia“ übereinstimmend ergeben, daß diese auffällige Tatsache nur einen Einzelfall eines für die

antarktischen und subantarktischen Bodenablagerungen überhaupt wichtigen Vorganges darstellt. Denn die „Belgica“ fand, wie ARCTOWSKI und RENARD[296 Nr. 2]) mitteilen, im antarktischen Anteil des südöstlichsten Pazifischen Ozeans zwischen etwa 80° und 100° W., die Schottische Südpolar-Expedition auf der „Scotia“ unter BRUCE[294]) im Weddell-Meer und die Deutsche Südpolar-Expedition auf dem „Gauss“ zwischen Kaiser Wilhelm II. Land und Kerguelen die Sedimente des Packeisgebietes sowohl in größeren wie in geringeren Tiefen außerordentlich arm an Diatomeenpanzern, obwohl das Oberflächenwasser sehr reichlich kieselschaliges Phytoplankton enthält und im Sommer die Unterseite der Eisschollen und Eisbergtrümmer durch Diatomeen gelbbraun verfärbt wird. Es läge nun nahe, daran zu denken, daß die Diatomeenpanzer durch die vor der Eiskante selbst besonders ergiebige und daher schnell anwachsende Ablagerung von glazial transportierten Komponenten nur maskiert werden. Gegen eine solche Deutung spricht aber die auffallende Feinkörnigkeit der Sedimente wenigstens der äußeren Teile der Packeiszone, von welcher schon bei Besprechung der „glazial-marinen Sedimente“ die Rede war. Nehmen wir hinzu, daß andererseits nördlich von der Packeiskante, im Weddell-Meer nach H. PIRIE[294]) erst in 51° oder 52° S., echter Diatomeenschlamm mit einer Häufung von Diatomeenpanzern auftritt, so müssen wir mit E. PHILIPPI annehmen, „daß Strömungen, die in der Packeiszone nach Norden setzen, die Diatomeenpanzer nicht zur Ablagerung gelangen lassen, sondern ihnen erst nördlich von der Eiskante gestatten, zu Boden zu sinken.“ Die außerordentlich reinen Diatomeenablagerungen an der Packeiskante enthalten also die zusammengefegte Diatomeenflora des gesamten Packeisgürtels, und das Maximum im Sediment entspricht nicht einem maximalen Reichtum an Diatomeen in den oberflächlichen Wasserschichten, wie bereits PIRIE hervorhob. Die weite Verschleppung der Diatomeenpanzer kann aber nur zum kleineren Teile auf die Rechnung von Oberflächenströmungen gesetzt werden; denn diese sind nach SCHOTT an der Eiskante sehr gering. Auch die Bewegungen des Packeises sind im allgemeinen von den herrschenden Winden abhängig, welche näher dem antarktischen Kontinente überwiegend östliche Richtung haben, weiter nach außen aber gerade entgegengesetzt wehen, so daß hierdurch ein äquatorwärts gerichteter Transport des Phytoplanktons nicht bedingt werden könnte. Man wird für diesen daher von den Windrichtungen unabhängige, nach Norden gerichtete Unterströme annehmen müssen. In der Tat läßt sowohl die Anordnung der Temperaturen, wie das Verhalten der Planktonnetze solche Unterströmungen als vorhanden und wirksam annehmen; es sind die von O. PETTERSSON[391]) näher untersuchten Eisschmelzströme. Wie man oft im antarktischen Packeis beobachten kann, ist auch die Bahn der Eisberge von der Winddrift ziemlich unabhängig und läßt zum mindesten eine starke südnördliche

Komponente erkennen. Gerade zwischen der Verbreitung der Eisberge und der des Diatomeenschlammes scheint aber ein gewisser Parallelismus zu bestehen. Die „Valdivia“ traf bei der Bouvet-Insel den nördlichsten Eisberg bei 54° S., Diatomeenschlamm aber schon bei 43° S., im Kerguelengebiet beobachtete man Eisberge dagegen nordwärts nur bis zu 61° S. und Diatomeenschlamm bis 51° S. Die äquatorialen Grenzen von Eisbergverbreitung und Diatomeenschlamm verschieben sich also in diesen beiden Fällen parallel miteinander. In den inneren Teilen der Packeiszone dürften indessen neben den Schmelzwässern auch Gezeitenströme für den Abtransport der Diatomeenschalen in Frage kommen. Daß aber bei dieser außerordentlichen Verlängerung des Sinkprozesses der Planktonschälchen die Auflösung durch das Meerwasser bedeutende Wirkungen erzielen muß, bedarf keiner weiteren Erörterung.

Ein nicht unbeträchtlicher Teil von Diatomeen dürfte übrigens mit dem Packeis nach Norden verfrachtet werden, an dem sie, wie erwähnt, trefflich gedeihen, wie noch neuerdings W. Brennecke während der Fahrt der „Deutschen Antarktischen Expedition“ feststellen konnte.

#### Die geringe minerogene Komponente der Diatomeenschlamme

Auffallend gering war die Beimengung klastischer, anorganischer Komponenten, welche in den Diatomeenschlammen der „Valdivia“ und des „Gauss“ festgestellt werden konnten, besonders wenn man in Betracht zieht, daß die Meeresteile, aus denen sie stammen, vielfach von Eisbergen wimmeln. Sieht man von den Proben ab, deren minerogene Komponente — wie in der Nähe der Crozet-Gruppe — jungvulkanischer Herkunft ist, so kann man sagen, daß sich diese Komponente in den übrigen Diatomeenschlammen überwiegend vom antarktischen Kontinent ableitet. Bei den „Gauss“-Proben dieser Art dürfte der Anteil an wägbaren Mineralkörnern 4 % nicht überschreiten. Besonders auffallend ist aber dabei, daß er bei Annäherung an die antarktische Eiskante nicht steigt, sondern fällt. Die Ursache dieser auffälligen Erscheinung erblickt Philippi in Folgendem. Die große Masse des Schuttmaterials, das die Eisberge mit sich führen, ist als Grundmoräne, d. h. an der Außenseite der Eisberge vorhanden. Diese wird aber frühzeitig zerstört, bei den weitaus vorherrschenden, tafelförmigen Bergen durch Abschmelzen in tieferen, wärmeren Wasserzonen, bei den gewälzten Eisbergen durch die Sonnenwärme und die Atmosphärilien, wohl auch die Brandungswelle. Der größte Teil des von den antarktischen Eisbergen transportierten Gesteinsmaterials gelangt daher schon in den inneren Teilen der Packeiszone zur Ablagerung — und ist uns schon bei Besprechung der glazialmarinen Sedimente der hohen Südbreiten begegnet —, und die Eisberge der südlichen Halbkugel, welche das offene Meer erreichen, sind zum größten Teile bereits ihres Schuttinhaltes beraubt. Die vorhin genannten

Schmelzwasserströme spielen aber auch bei der Sedimentierung dieser anorganischen Komponente eine hervorragende Rolle. Zwar sind sie offenbar zu schwach, um die gröberen Mineralkörner nach Norden zu führen, und diese reichern sich daher in den inneren Teilen der Packeiszone an. Wohl aber sind diese Ströme imstande, die feineren, minerogenen Bestandteile und besonders auch die Diatomeen zu verfrachten, welche daher erst jenseits der Packeiszone im offenen Meere zu Boden sinken können. In den Gebieten des Diatomeenschlammes ist also das feinkörnigste Material der Packeiszone konzentriert, und es maskiert das gelegentlich auch hier noch von abschmelzenden Eisbergen dem Meeresgrunde mitgeteilte, gröbere Material vollkommen.

### Chemische Zusammensetzung der Diatomeenschlamme

Chemische Analysen von Diatomeenschlammen sind bisher nur wenig ausgeführt worden; diejenigen, die uns vorliegen, zeigen aber so erhebliche Abweichungen voneinander, daß wir die Hoffnung aussprechen müssen, daß diese Lücke möglichst bald ausgefüllt werde. Nach der Angabe von MURRAY und RENARD sollten sich $^9/_{10}$ des Sedimentes in verdünnter Salzsäure aufgelöst haben und ca. 68% der aufgelösten Substanz $SiO_2$ gewesen sein. GEBBING, der mit modernen Methoden eine noch etwas kieselsäurereichere Probe (75,5% $SiO_2$-Gehalt der nicht entsalzten Masse) untersuchte, stellte in Bezug auf die Salzsäurelöslichkeit ungefähr das gerade Gegenteil fest. Da auch der Gehalt der „Challenger“-Proben an kohlensaurem Kalk, wie erwähnt, als abnorm zu betrachten ist, wird man gut tun, von den im „Challenger“-Werk für Diatomeenschlamm gegebenen Zahlen überhaupt abzusehen. Ich gebe aber zur vorläufigen Orientierung die Zahlen wieder, welche GEBBING für einen Diatomeenschlamm der „Gauss“-Ausbeute erhalten hat:

„Gauss“-Station 46, 59° 53′ S., 91° 45′ O. 4280 m. 11. II. 1902.
Hygroskopisches Wasser 7,6.
Gesamtglühverlust (nach Trocknen bei 125°) 8,7.

| | |
|---|---|
| $NaCl$ | 5,4 |
| $CaSO_4$ | 0,7 |
| $CaO$ | 1,0 |
| $MgO$ | 1,6 |
| $MnO$ | 0,08 |
| $Fe_2O_3$ | 3,5 |
| $Al_2O_3$ | 8,5 |
| $SiO_2$ | 75,5 |
| Glühverlust | 4,0 |
| | 100,3 |

Hiervon erwiesen sich als in verdünnter Salzsäure löslich 13,8!

**Die geographische Verbreitung der Diatomeenschlamme**

Ein anscheinend geschlossener Gürtel von Diatomeenschlamm umgibt den Erdball am Boden des Ozeans in den höheren Südbreiten. Am schmalsten ist er südlich von Amerika, am breitesten wohl im Indischen Ozean. KRÜMMEL gab sein Areal 1907 mit fast 22 Millionen qkm an. Schon seit 1851 kennt man das Auftreten dieses Sedimentes im nördlichsten Teile des Pazifischen Ozeans, wo Lt. BROOKE Proben lotete, welche dann von J. W. BAILEY untersucht wurden. Spätere Feststellungen haben gezeigt, daß ein mehr oder minder breites Band von Diatomeenschlamm sich zwischen den Roten Ton des nordpazifischen Tiefseebeckens und die Blauschlamme der Küstenzonen einschiebt, und zwar längs des ganzen Außenrandes, von der nordjapanischen Insel Jesso an über die Kurilen, Kamtschatka, entlang dem Aleutenbogen und südlich von Alaska, um erst in der Breite der Insel Vancouver (50° N.) zu verschwinden. Die Beantwortung der Frage, ob die „Diatomeenschlamme", welche MURRAY in seinem vorläufigen Bericht über die Grundproben der „Michael Sars"-Expedition in den Nordatlantischen Ozean angibt, dem antarktischen oder nordpazifischen Diatomeenschlamm gleiche oder vergleichbare Sedimente darstellen, wird bis zum Erscheinen ausführlicherer Mitteilungen zurückzustellen sein. Doch mag hier darauf hingewiesen sein, daß schon LOHMANN 1902 in dem Gebiete, wo das Zusammentreffen und Durchmischen des kalten Labradorstromes und des warmen Golfstromes ein unausgesetztes, massenhaftes Absterben von Planktonten hervorrufen muß, an einzelnen Stellen „Rote Tone" und „Blauschlicke" fand, welche äußerst reich an den großen Frustulen der arktischen Diatomee Coscinodiscus radiatus Ehrenb. waren.

KRÜMMEL gab das Gesamtareal des Diatomeenschlammes zu rund 23 Millionen qkm oder 6,4% der heutigen Meeresböden an. Nach den neuesten Zahlen würden es 26 Millionen qkm sein. Davon entfallen nach SCHOTT[368]) 4,5 Millionen auf den Atlantischen, nach MURRAY[367]) 12,0 Millionen auf den Indischen und nach MURRAY und LEE 9,3 Millionen auf den Pazifischen Ozean.

Dasselbe, was bezüglich der früheren Verbreitung des Globigerinenschlammes und des Roten Tones am Schlusse der betreffenden Abschnitte gesagt wurde, gilt auch für den Diatomeenschlamm. Sein Verbreitungsgebiet war in einer gar nicht so lange zurückliegenden geologischen Zeit ein anderes, als heute; daher die gelegentliche stratigraphische Verknüpfung mit Globigerinenschlamm und anderen Sedimenten, auf die wir zurückkommen werden.

## c) Allgemeine Betrachtungen über die jungen Meeressedimente

Der Beschreibung der hauptsächlichsten rezenten Meeressedimente sollen einige Bemerkungen allgemeiner Art angeschlossen werden, welche

uns schließlich zu einer den Geologen ganz besonders interessierenden Frage führen werden, zur Frage der Stratigraphie der „rezenten" Meeresablagerungen. Dabei werden auch noch einige Grundproben Erwähnung finden, welche kaum in das Schema der oben unterschiedenen Sedimentarten hineinpassen, ein Grund mehr, ihre Ablagerungsbedingungen eingehend zu erörtern.

## α) Über die für die Zusammensetzung der Meeressedimente wichtigsten Transportkräfte und ihre Wirkungen

Für den Transport von minerogenen, gelegentlich auch von biogenen Komponenten stehen im Meere verschiedene Mittel zur Verfügung, welche z. T. direkt, z. T. aber indirekt wirken. Zu den ersteren gehören Brandungswelle nebst Sogstrom und Küstenversetzung, Gezeitenströme und normale Meeresströmungen; auch die Winde werden für die Herbeiführung von allochthoner Materie von Wichtigkeit; ferner wird der Transport durch Vermittlung von Organismen stets im Auge zu behalten sein. Indirekt transportierend wirken Eisberge und Meereisschollen, in selteneren Fällen auch fluviatiles Grundeis, indem sie selbst von den Meeresströmungen und Winden vertragen werden. Über den ganzen Komplex dieser Fragen haben sich letzthin besonders eingehend MURRAY und PHILIPPI bei Beschreibung der „Valdivia"-Proben, über einen Teil auch E. PHILIPPI im Anschluß an die Besprechung der „Gauss"-Proben geäußert, welche beiden Darstellungen im Folgenden mehrfach mit Vorteil benutzt worden sind.

### A. Treibeis und Eisberge, ihr Einfluß auf den Meeresboden und vor allem ihre transportierende Tätigkeit

Unter dem Namen Treibeis können wir sowohl die Eisberge, wie das Meereis in seinen verschiedenen Formen zusammenfassen. Das Treibeis ist von allen genannten Transportmitteln das wirksamste, indem es befähigt ist, Material von einer Korngröße zu transportieren, bei welcher jedes andere Transportmittel versagt. Auch reicht sein Aktionsradius am weitesten, falls wir von den allerfeinsten Komponenten absehen, deren Transportmöglickeit durch Luftströmungen ja kaum eine Grenze findet.

Aber nicht nur als Transportvermittler ist das Eis im Meere von Wirksamkeit, sondern es hinterläßt auch manche anderen Spuren seiner Tätigkeit, deren Betrachtung hier eingeflochten sei, zu welchem Zwecke wir etwas weiter ausholen müssen. Beginnen wir mit der wichtigsten Art des Treibeises, den Eisbergen.

Von den Dimensionen der nordischen Eisberge gibt die Tatsache eine Anschauung, daß der Muir-Gletscher in Alaska in einer Breite von

1600 m und einer Höhe von 80—90 m das Meer erreicht und halbstündlich hunderte von Tonnen Eises ins Meer fallen läßt. Aber noch größere Eisberge als hier werden in Westgrönland gebildet, wo die Gletscher mit ihrer bis über 600 m betragenden Mächtigkeit und infolge des eine Fließgeschwindigkeit bis zu 18 m am Tage und darüber erzeugenden, gewaltigen Eisnachschubes wahre Eisriesen ins Meer entsenden.

Dieser Vorgang der Erzeugung von Eisbergen durch Gletscher wird bekanntlich allgemein als das „Kalben“ der Gletscher bezeichnet. Ältere und eigene Beobachtungen über diese Erscheinung hat E. von Drygalski[392]) seinerzeit zusammengefaßt, neuere verdanken wir insbesondere J. P. Koch und A. Wegener[393]); eine besondere, aber nicht in allen Einzelheiten und nur in einem Teil ihrer Verallgemeinerungen zutreffende Darstellung des Geburtsvorganges der Eisberge gab M. E. Engell[394]). Erste und Hauptbedingung für die Bildung der Eisberge ist offenbar die im Gefolge der Gletscherbewegung immer von neuem eintretende Zerreißung der Eismassen längs Spalten, welche die Stellen des Losreißens im voraus bestimmen. Hieraus erklärt sich das fast unaufhörliche Niederstürzen kleinerer und größerer Eisblöcke aus den oberen Lagen des Gletschers längs vorhandener Spalten (Drygalskis Kalbungen 3. Größe); und wenn solche Eiskälber auch oft 100 m absolute Höhe haben, so erscheinen sie im Wasser doch nur als unbedeutende Eistrümmer. Dieses ständige Abbröckeln der Gletscher- und Inlandeisfronten mag auch dadurch befördert werden, daß die höheren Lagen des Eises sich, z. T. wohl infolge der neuerdings von H. Philipp wieder besonders hervorgehobenen Differentialbewegung, schneller vorwärts bewegen als die tieferen und die Eismassen auf diese Weise immer wieder eine übersteile Front herstellen, deren nicht mehr genügend unterstützte Enden schließlich abstürzen müssen. Auch Unterwaschung durch die Brandung mag hier und da einen solchen Eisabbruch erzeugen. Aber wie unwesentlich gerade diese letztere Erscheinung ist, zeigen die gar nicht seltenen „Kalbungen“ des grönländischen Inlandeises „auf dem Lande“ (A. Wegener), die doch gewiß nur auf die Gletscherbewegung als solche zurückgeführt werden können.

Das Gegenstück zu diesen Kalbungen durch Abbröckeln der Eisfront von oben her — welche mit dem Eise wohl eckigen Oberflächenschutt und gegebenenfalls atmosphärische Staubmassen der Inlandeisoberfläche, sogenannten Kryokonit, aber kein Grundmoränenmaterial dem Meere überantworten — bilden die „Kalbungen von unten“ (Drygalskis Kalbungen 2. Größe), bei denen die Kalbeisstücke vor der Gletscherwand im Wasser auftauchen und hierdurch den Schiffen besonders gefährlich werden können. Dieses Eis stammt aus den unteren Lagen des Gletschers und kann demnach mit Grundmoränenmaterial beladen sein. Es gibt Gletscher, welche fast nur auf diese Weise kalben!

Wichtiger noch für die Eisbergbildung ist die dritte Art der Kalbungen (DRYGALSKIS Kalbungen 1. Größe). Wo ein Gletscher oder Inlandeisrand so weit in das Meer vordringt, daß er den festen Boden unter sich verliert, da er ins Schwimmen gerät, tritt Auftrieb im Wasser ein, der, im wesentlichen wohl unter Benutzung von durch die Gletscherbewegung entstandenen Spalten, die eigentlichen Großkalbungen hervorruft. Hierbei erhebt sich der entstehende Eisberg, welcher der ganzen Dicke der Eismasse entspricht, oft zunächst hoch über die Gletscheroberfläche, um erst nach vielfachen Umwälzungen (Fig. 122), welche das



Fig. 122.
36 m hoher, gewälzter Eisberg, in der Stormbugt an der Nordostküste Grönlands etwa unter 76° 45′ N. Br. in ca. 150 m Tiefe festgekommen. Derselbe stammte vom Brede Brae, welcher mit bis zu 30 m hoher Eismauer ins Meer mündet. Die schrägen, dunkel erscheinenden Streifen sind Blaubänder; links eine bogenförmig verlaufende, gefüllte Spalte. ALFRED WEGENER phot. Juni 1907. (Nach KOCH & WEGENER, Danmark-Ekspeditionen til Grönlands Nordöstkyst 1906—1908. Bind VI, No. 1. [Meddelelser om Grönland. XLVI.] Kopenhagen 1911, S. 20, Fig. 10, deren Klischee die „Commissionen for Ledelsen af geologiske og geographiske Undersögelser i Grönland“ in Kopenhagen freundlichst zur Verfügung stellte.)

gefahrlose Beobachten dieses Vorganges aus nächster Nähe, wenigstens vom Wasser aus, zur Unmöglichkeit machen, eine Gleichgewichtslage anzunehmen. Es ist klar, daß die Gezeiten, welche den Meeresspiegel heben und senken, größten Einfluß auf diese Art des Kalbens haben müssen, und die Polarliteratur unterrichtet vielfach über die Gezeitenspalten, Gezeitenschraubungen, Schraubwälle, welche auch hierbei erzeugt werden. Nicht selten wirken, wie KOCH und WEGENER beobachten konnten[395], Eisblöcke, die in solche Gezeitenspalten abgestürzt waren,

bei vermehrtem Auftrieb infolge steigender Flut gleichsam wie Keile und erleichterten und beschleunigten hierdurch die Loslösung des Eisberges. Aber die Kalbung würde doch auch ohne diese nicht notwendige Begleiterscheinung erfolgen.

Schließlich kommt es aber auch, vor allem in der Antarktis, vor, daß von dem schon länger schwimmenden Gletscherende, bezw. Inlandeisrande gewaltige Eisberge als aufrechte Tafeln (Fig. 123 und Tafel V)



Fig. 123.
Senkrechte Wand eines etwa 40 m hohen Eisberges mit deutlicher Firnschichtung und Schmelzwasserkanälen, eingefroren im Meereis der Posadowsky-Bucht, Antarktis. E. Philippi phot. Nov. 1902. Nach E. Philippi aus Stilles Geologischen Charakterbildern, 1. Heft, 1910, Tafel 3.

absegeln, um erst viel später — oft vielleicht erst nach jahrelangen Irrfahrten — gewälzt zu werden.

In Westgrönland ist die Eisbergproduktion bei solchen Eisströmen, die mit mäßiger Neigung in sanft abfallende Fjordbetten hineinmünden,

ergiebiger und liefert größere, kastenförmige, zunächst ungewälzte Berge, als bei Eisströmen, welche steiler abfallen und in tiefes Wasser ragen; hier sind die abgelösten Berge höher als breit und müssen sich daher durch Wälzen erst eine neue Gleichgewichtslage suchen.

Da das Eis auch im Winter dem Meere zustrebt, erfolgen die Kalbungen das ganze Jahr hindurch; doch sind z. B. in Grönland die Fjorde im Winter mit so starkem Feld-, d. i. Meereise bedeckt, daß die abgelösten Berge an ihrer Geburtsstätte liegen bleiben. Erst vom Mai ab, wenn das Feldeis aufbricht, gehen sie aus den Fjorden hinaus (Fig. 124),



Fig. 124.
**Schwimmende Eisberge im Umanakfjord bei der Kolonie Umanak, Nordwestgrönland. Arnold Heim phot. 17. Aug. 1909. Nach Arnold Heim aus Stilles Geologischen Charakterbildern, 6. Heft, 1911, Tafel 2. (Im Vordergrunde links zeigt sich die Rundhöcker-Umformung des Gneißgebirges durch den Gletscherschliff des diluvialen Inlandeises. — Der dänische Staatsdampfer „Hans Egede" ist von schwimmenden Eisschollen, dem Abfallprodukt der größeren, draußen schwimmenden Eisberge, umringt.)**

indem sie der ständigen Abströmung des oberflächlichen Schmelzwassers, aber auch der Stoßwirkung heftiger und föhnartiger Landwinde folgen. Da die Fjorde aber durchweg seewärts seichter werden, kommen die meisten der größeren Berge hier, auf den sogenannten Eisbergbänken, fest, um erst, nachdem sie weiter abgeschmolzen oder durch Abbröckelung erleichtert sind, nach kürzerer oder längerer Zeit bei einer hohen Flut wieder flott zu werden.

Je nach der Entstehung haben die Eisberge natürlich sehr verschiedene Größe und Gestalt und transportieren nicht nur verschiedenartige Gesteinsmaterialien (die Kalbungen durch Absturz von oben: Oberflächenschutt und Kryokonit, die Kalbungen von unten: das im Eise eingefrorene Grundmoränenmaterial, die Großkalbungen: alle verschiedenen Arten von Gletscherschutt), sondern auch die Art, in welcher, und die Zeit, nach welcher sie dieses mitgeschleppte Material dem Meeresboden zuführen, wird hierdurch im Wesentlichen bestimmt, was uns an dem Beispiele der tafelförmigen, antarktischen Eisberge noch besonders interessieren wird.

Wenn die Höhe der Eisberge über dem Meeresspiegel 80—100 m oder mehr nur selten erreicht, so ist dabei Folgendes zu bedenken: Reines Süßwassereis, zu dem ja das Gletschereis gehört, hat das spezifische Gewicht 0,917 oder rund 0,92. Da das Oberflächenwasser der Polarmeere ein spezifisches Gewicht von rund 1,028 besitzt, so taucht ein würfelförmiger Eisberg theoretisch mit 0,92 : 1,028 seiner Höhe ins Wasser ein. Nun ist das Gletschereis aber nicht nur immer mehr oder minder lufthaltig, — weißes, stark lufthaltiges Gletschereis kann nach Helland gar ein spezifisches Gewicht von nur 0,886 haben, — sondern der Querschnitt der untergetauchten Teile ist in der Regel viel größer als der in die Luft ragenden; anderseits aber verändert mitgeschlepptes Gesteinsmaterial das Gewicht des Eisberges, und zwar im entgegengesetzten Sinne, und schließlich sind auch die Spalten und Höhlungen im Eise zu berücksichtigen, sodaß jener theoretisch zu errechnende Wert in der Praxis fast ohne Bedeutung ist. Und wenn von Drygalski, unweit des Steilrandes des Kleinen Karajak-Eisstromes lotend, die Tiefe des Fjordes nur viermal so groß fand, wie die höchsten Spitzen des Eisrandes über Wasser lagen, so ist das gewiß ein extremer Fall, und als Mittel zahlreicher Beobachtungen[396]) darf man annehmen, daß frei schwimmende Eisberge etwa mit $^1/_7$ bis $^1/_6$ ihrer Gesamthöhe über die Meeresoberfläche emporragen.

So ergeben sich selbst bei mittleren Eisberghöhen noch erhebliche Beträge für deren Tiefgang, der gleichbedeutend ist mit der Tiefe, bei welcher die Berge auf dem Meeresboden festfahren (Fig. 125) und bei lockerer Beschaffenheit desselben Bodenaufschürfungen, bei felsigem Boden aber Schrammungen und dergleichen veranlassen können. Daß Eisberge mit ihrer z. T. mehrere 100 m betragenden Mächtigkeit wohl herangezogen worden sind, um die Abschleifung des antarktischen Schelfes bis zu seiner erheblichen Tiefe zu erklären, ist im 1. Bande dieses Werkes besprochen worden. Der z. T. beträchtliche Tiefgang der Eisberge erklärt aber auch das schon erwähnte Festfahren der größeren Berge auf den submarinen Barren der westgrönländischen Fjorde, den Schutz, den das seichte Beringsmeer dem nördlichen Teil des Stillen Ozeans gegen

das Auftreten größerer Eisberge gewährt, und schließlich auch die Tatsache, daß solche an der ganzen West- und Nordküste von Nowaja Semlja, wie an der Südspitze von Spitzbergen fehlen, da das Meer hier an den Küsten zu flach ist und das Eis nur in kleinen Stücken von den Gletschern abbricht. Demgegenüber erzeugt Franz-Josefs-Land ebenso wie Westgrönland gewaltige Eisberge, deren Volumen in manchen Fällen bis zu 21 Millionen cbm bestimmt wurde. Westgrönländischer, bezw. Labradorstrom und Ostgrönlandstrom führen diese Eismassen



Fig. 125.
Auf Grund geratener, in der Mitte geborstener und in Meereis eingefrorener, tafelförmiger Eisberg. Posadowsky-Bucht, Antarktis. E. PHILIPPI phot. April 1902. Nach E. PHILIPPI aus STILLEs Geologischen Charakterbildern, 1. Heft, 1910, Tafel 4. (An den Bruchflächen senken sich die beiden Hälften gegeneinander, an den entgegengesetzten Enden werden die weit vorspringenden, submarinen Sockel, die von einer Abrasionsterrasse mit Brandungshohlkehle nach oben begrenzt sind, sichtbar.)

während des nördlichen Sommers, von April bis August, nach Süden. Während dieselben aber im Ostgrönlandstrom mit überwiegenden und gewaltigen Massen von Feld- oder Meereis, das häufig zu Packeis aufgestaut ist, vergesellschaftet erscheinen, transportiert der Westgrönlandstrom mehr nur massenhafte Eisberge, die dann oft zu Dutzenden auf den seichten Neufundlandbänken, vor allem an deren Ostrand, „stranden“. Wegen des bedeutenden Tiefganges der größeren Eisberge erfolgt die Trift derselben in der Hauptsache unter dem Einfluß der Strömungen

und weniger der Winde, denen sie demgemäß zeitweise entgegengehen können. Und so werden die Eisberge gelegentlich bis weit in das Gebiet des Golfstroms vorgeschoben, wo sie hin und wieder selbst bis auf 36° nördl. Br. beobachtet worden sind. Im Golfstrom aber, in welchem nach W. BRENNECKE[397]) die größten Berge schätzungsweise erst nach zwei Monaten verschwinden, kentern sie vielfach infolge des stärkeren Abschmelzprozesses an der Unterseite, wobei sie nicht nur direkt, sondern auch indirekt durch die hierbei entstehenden Wasserbewegungen den Meeresboden beeinflussen können. Nicht allein hierdurch, sondern auch durch das Vorhandensein des — als Abrasionsterrasse gebildeten — Eisfußes, der oft hunderte von Metern weit vorstehen kann, bilden die Eisberge bekanntlich eine große Gefahr für die gerade in diesen Gebieten so rege Schiffahrt[398]). Weitab von irgendwelchen Küsten festliegende, also auf Untiefen „gestrandete" Eisberge haben übrigens vielfach erst zur Auffindung solcher geführt.

Sowohl die sogenannten mittleren, wie die äußeren Treibeisgrenzen, welche auf unserer Karte der jungen Meeressedimente mit eingetragen sind, zeigen deutlich den Einfluß, welchen die warmen (und die kalten) Meeresströmungen auf die Verbreitung der verschiedenen Arten schwimmender Eismassen und damit auf die Bestreuung des Meeresbodens mit Glazialgeschieben oder sonstigen, etwa vom Meer- oder Küsteneis aufgenommenen und transportierten Gesteinsbruchstücken und feinkörnigeren Komponenten haben. In den Einzeljahren schwanken die Treibeisgrenzen nicht unbeträchtlich.

Die geologischen und morphologischen Wirkungen, welche das Eisbergphänomen auf den Meeresboden ausübt, sind verschiedenster Art. Es handelt sich einerseits um Abtragungen von Untiefen und Schelfgebieten, also um eine Tieferlegung des Reliefs des Meeresbodens, sodann um Veränderungen des Reliefs durch Schrammung von Felsböden oder durch Zusammenstauchung lockeren Bodens, Veränderungen, bei denen sowohl Tieferlegung, wie (im letzteren Falle) auch Erhöhung des Bodenreliefs, die bis zur Inselbildung führen kann, statt hat, schließlich aber auch um Aufschüttungen, welche uns gerade an dieser Stelle am meisten interessieren. Am großartigsten entfalten sich alle diese Vorgänge ja natürlich in den polaren und subpolaren Meeren, und gerade die ältere geologische Literatur ist reich an Beobachtungen dieser Art, z. B. von den Küsten Neufundlands und Labradors, da man in diesen Vorgängen aktuelle Beispiele für die Verhältnisse der Diluvialzeit mit ihren vermeintlichen „Driftbildungen" erblicken wollte[399]). Aber sowie wir das Meereis hinzunehmen, erweitern sich die Regionen, welche der Eiswirkung unterworfen sind, müssen doch dann z. B. große Teile der Ostsee, welcher heute Eisbergbildung abgeht, mit eingeschlossen werden.

Das Areal, welches den Treibeiswirkungen auf den Meeresboden (und die Küsten) ausgesetzt ist, schätzte A. PENCK[400]) seinerzeit auf der Nordhemisphäre auf ca. 21, auf der Südhemisphäre auf ca. 75 Millionen qkm, abzüglich des Flächeninhaltes der antarktischen Festlandsgebiete. Beziffert man diesen nach den Ergebnissen der verschiedenen Expeditionen der beiden letzten Jahrzehnte auf rund 14 Millionen qkm[401]), so würden im Ganzen rund 82 Millionen qkm, also mehr als ein Viertel der Meeresfläche, jenen Wirkungen des Eises unterliegen. Während im Norden als Zentrum der Eisbergbildung fast ausschließlich Grönland, welches nur den neunten Teil des nördlichen Meereseisgebietes darstellt, in Betracht kommt, verstreut der antarktische Kontinent seine Eisberge über eine 4—5 mal größere Fläche, als ihm selbst zukommt. Wenn alle diese Zahlen auch nur sehr angenähert Geltung haben und es eine lohnende Aufgabe für einen jungen Geographen wäre, die diesbezüglichen Begriffe auf Grund der neueren Polar- und Meeresforschungen und planimetrischer Kartenausmessungen genauer zu fixieren, so geht doch das eine schon jetzt klar aus den vorhergehenden Betrachtungen hervor: Es bedürfte einer (in solchem Maßstabe keineswegs nachweisbaren) ungeheuren Glazialerosion, um eine nennenswerte Aufschüttung des Bodens der polaren Meere durch in Eisbergen verschleppte Gesteinstrümmer zu veranlassen, und es müßten die einzelnen Eisberge die regelmäßigsten Kurse einschlagen, um die partielle Aufschüttung irgend eines Meeresteiles mit deutlicher Böschung zu bewirken. Aus gleichen Gründen kann auch das treibende Meer- (und Flußgrund-)Eis durch seinen Gesteinstransport die Zusammensetzung und Gestaltung des Meeresbodens nur unbedeutend beeinflussen. Und so erscheint es völlig ausgeschlossen, z. B. THOULET zu folgen, der, wie früher schon mitgeteilt wurde, die Entstehung der Großen Neufundlandbank auf glaziale Aufschüttung durch Treibeis, aber erst in letzter Linie durch Eisberge, und durch andere Sinkstoffe zurückführen wollte; in dieser Bank dürfte vielmehr überhaupt ein älterer Gesteinskern stecken.

Viel maßgebender in morphologischer Hinsicht wird das Treibeis dort, wo es auf den Grund rennt, was bei den Eisbergen bereits in namhaften Tiefen, beim eigentlichen Meereis jedoch nur in der Nähe der Küsten geschehen kann. Nach JOH. WALTHER traf COUTHOUY im August 1827 auf der Großen Neufundlandbank einen 20 m hohen und 350 m langen Eisberg, der an einer Stelle am Meeresboden festzuhängen schien und infolgedessen durch die Wellen um seine Achse hin- und herrotierend bewegt wurde; den Flanken dieses Eisberges sah man große Felsblöcke und Erdmassen eingebettet, und auf 2 km Abstand um denselben erschien das Wasser voll Schlamm und Erde, die sein Fuß am Grunde des Meeres unter weithin vernehmbarem Krachen fortwährend aufwühlte. Auch infolge Gleichgewichtsstörungen sich wälzende Eisberge müssen

ähnliche Einwirkungen auf den Meeresboden ausüben. Ferner vermag mit großer lebendiger Kraft auflaufendes Eis parallel zum Ufer Blockreihen aufzuhäufen und die lockeren Ablagerungen des Meeresbodens wallförmig zusammenzuschieben, — wobei in sehr seichten Gewässern eben Inselbildung eintreten kann —, anderseits aber wird felsiger Meeresboden durch das Eis rein gescheuert, ja selbst geschrammt. Laminarienbestände, wie sie sonst für die oberen Zonen untermeerischer Felsabstürze charakteristisch sind, sind in den solchen Eiswirkungen ausgesetzten Meeresräumen nicht von Dauer; wo sie ausnahmsweise an geschützten Stellen zur Ausbildung gelangten, fallen sie doch einmal der Scheuerwirkung des Eises zum Opfer, und ihre abgerissenen Zweige bilden daher sehr häufige Triftkörper z. B. im Westgrönlandstrom.

Ablagerungen, denen Treibeis Komponenten beigemengt hat, lassen sich im allgemeinen leicht erkennen. Während in anderen Grundproben die Mineralkörner meist annähernd gleich groß sind und sich mit Bezug auf die Korngröße gesetzmäßig[402]) um einen Mittelwert gruppieren, finden sich in glazial beeinflußten Ablagerungen meistens kleinere und gröbere Gesteinsfragmente regellos miteinander vermengt; doch tritt eine gewisse Sortierung nach der Korngröße sofort hervor, wo eine Schlämmung durch Strömungen mit eine hervorragende Rolle spielte, wie wir das bei den „glazialmarinen Sedimenten“ der antarktischen Packeiszone kennen gelernt haben.

Über die Bedeutung der Eisberge für den Sedimentabsatz gehen die Ansichten ziemlich erheblich auseinander. Insbesondere sind manche Forscher der Meinung, daß die Eisberge als Transportmittel weder quantitativ noch qualitativ den Gletschern und dem Inlandeise erheblich nachstehen, ja, daß sie Ablagerungen hervorrufen könnten, welche sich nur wenig von Grundmoränen unterscheiden. Vor allem hat man — wie früher für die Bildung der diluvialen Grundmoräne Norddeutschlands — so neuerdings für die Bildung mancher jungpaläozoischer Glazialsedimente die Beteiligung von „Drift“ verantwortlich machen wollen.

Es ist daher unsere Aufgabe. diese aktuellen Verhältnisse etwas eingehender ins Auge zu fassen. Und da läßt sich nun unschwer erkennen, daß in Bezug auf die transportierende Wirkung des Treibeises zwischen der nördlichen und südlichen Halbkugel bedeutende Differenzen bestehen, die in letzter Linie wohl einesteils auf die verschiedene Verteilung von Festland und Meer, anderseits aber auf klimatische Unterschiede zurückzuführen sind.

Die Untersuchung der „Ingolf“-Proben aus den Meeresteilen um Grönland und Island hat O. B. BOEGGILD dazu geführt, die Bedeutung der Eisberge für die marine Sedimentbildung für relativ geringfügig zu erklären. Dem wird man für diese Teile des Atlantischen Ozeans zustimmen müssen, wenn man die auffallende Armut an gröberem Material in den untersuchten

Sedimenten aus dem Meere nördlich von Island und westlich von Grönland unter dem 65. Breitengrade dem häufigen und zahlreichen Auftreten von Eisbergen in diesen Regionen gegenüberhält. Anderseits besteht kein großer Unterschied in dieser Beziehung zwischen den außerhalb der Region der Eisbergtrift gebildeten Sedimenten südlich von Island und den unter dem Einfluß der Eistrift stehenden Ablagerungen zwischen Island und Jan Mayen. Immerhin wird man sich hüten müssen, diese Resultate BOEGGILDs ohne weiteres auf andere Gebiete zu übertragen. Die schon lange bekannten, auch von der „Valdivia“ auf dem Wyville-Thomson-Rücken festgestellten, ziemlich groben und polygenen Gesteinsbrocken sind wohl sicher keine Bruchstücke anstehenden Gesteines, sondern wurden z. T. durch Treibeis herverfrachtet; zum anderen Teil mögen sie einer submarin liegenden Grundmoräne entstammen.

Daß zur Diluvialzeit die Verbreitung von auch geschrammten Glazialgeschieben eine viel größere war, als heute, geht bereits aus früher erwähnten Einzelheiten hervor. Wieweit damals aber im nordatlantischen Ozean Eisberge nach Süden schwärmten, beweist ein 1 kg schweres Geschiebe von Granatgneiss, welches die „Valdivia“ auf der Seine-Bank nordöstlich von Madeira, also auf 33° 47′ N. Br., auffand. Die äußere Form, besonders eine deutliche Schlifffläche, lassen keinen Zweifel an der Natur des Stückes als Glazialgeschiebe aufkommen, und es dürfte dieses das südlichste Vorkommnis dieser Art sein, welches bisher im Nordatlantischen Ozean gefunden wurde. Daß einige Grad südlicher, auf den Azoreninseln Santa Maria und Terceira reichlicher Glazialgeschiebe von Gneiss, Granit, rotem Sandstein, dichtem Kalk, Quarz, Schriftgranit, Turmalingranit vorkommen, z. T. bis 1000 m vom Strande und ziemlich hoch (bis 15 m) über demselben, ist schon länger bekannt[403]); ihre Entdeckung bestätigte die von CH. DARWIN aus dem Charakter der Flora gezogene Vermutung, daß dort einmal Eisberge gestrandet sein müßten[404]). An der Ostküste von Nordamerika fand der „Blake“ Glazialgeschiebe nur bis zu 36° nördl. Br.

Durchaus anders als der nördliche Atlantische Ozean verhält sich aber in Bezug auf den Eistransport die Antarktis. Denn hier nimmt das Eisbergphänomen ganz andere Dimensionen an, als irgendwo im Nordpolargebiet und wird daher auch für die Sedimentation am Meeresboden zu einem Faktor von größerer Wichtigkeit. Hierbei spielen aber, wie insbesondere aus den Feststellungen der Deutschen Südpolar-Expedition auf dem „Gauss“ hervorgeht, nicht nur Größe und Häufigkeit, sondern auch die Form der Eisberge und die Entfernung vom Inlandeisrande eine Rolle.

Mit PHILIPPI dürfen wir voraussetzen, daß das Inlandeis überall an seiner Basis eine schuttführende Lage von allerdings wechselnder Mächtigkeit besitzt. Ein Teil dieser Schuttschicht (vergl. Tafel VI) wird vielleicht schon abschmelzen, während sich der Rand des Inlandeises noch im Zusammenhange mit der Hauptmasse in das Meer hinaus vorschiebt, bevor also

das Eis gekalbt hat. Ein größerer Teil des Schuttes aber wird den sich ablösenden Eisbergen zunächst noch mitgegeben werden. Während die arktischen Eisberge als Abkömmlinge von Talgletschern in der Regel unregelmäßigere Gestalt besitzen, behalten die meisten antarktischen Eisberge die ursprüngliche Lagerung des Inlandeises bei, welches sich hier — ganz anders als auf Grönland — mit ganzer Breite ins Meer vorschiebt; sie besitzen daher die Gestalt einer flachen Tafel oder eines Kastens (Tafel V). Entfernt sich ein solcher Eisberg vom Inlandeisrande, so muß er rasch den Schuttgehalt an seiner Basis verlieren, denn die etwas tieferen Wasserschichten der Packeiszone sind relativ warm und salzreich, bringen daher die in sie eintauchenden Eismassen rasch zum Abschmelzen. Ein solcher Eisberg mag dann noch jahre-, ja jahrzehntelang die antarktischen Gewässer befahren; für die Sedimentation kommt er nicht mehr in Frage, da er seinen Schuttgehalt in der Hauptsache bald nach der Lostrennung vom Inlandeise eingebüßt hat. Viel weniger weit verbreitet als die Grundmoräne und wohl auch im allgemeinen geringmächtiger sind die Innenmoränen, d. h. Schuttstreifen, welche unter einem mehr oder minder steilen Winkel von der Unterfläche aus das Eis durchsetzen.

Über die Schuttführung antarktischer Eisberge verdanken wir E. Philippi[405]) eine kleine, nachgelassene Arbeit. Das Vorkommen von Innenmoränen involviert unebenes Terrain. Sie würden unmöglich sein, wenn ein Plateau oder eine schiefe Ebene ohne besondere Unebenheiten vereist wäre. Innenmoränen deuten auf subglaziale Erhebungen oder auf Nunataks hin. Wenn die Erhebung subglazial war, enthält die Innenmoräne nur Grundmoränenmaterial, wenn auch supraglazial (Nunatak), außerdem mehr oder weniger eckigen oder höchstens kantengerundeten, aber in der Regel nicht geschrammten Gehängeschutt. Sichere Oberflächenmoränen dürften dort vorliegen, wo zahlreiche (vom „Gauss" wurden bis zu 36 beobachtet) untereinander parallele Schuttbänder vorliegen, welche zur Blaubänderung(?) und zur Schichtung gehören müssen. Die Entscheidung der Frage, ob jeweilig bei eingeschlossenem Eisbergschutt Grund-, Innen- oder Oberflächenmoränen vorliegen, muß für die Anschauungen maßgebend sein, die wir uns von den bisher noch nicht erforschten Teilen des antarktischen Inlandeises bilden. An dieser Stelle interessiert uns jedoch der Eisbergschutt vornehmlich erst von dem Zeitpunkte an, wo er durch Schmelzen des Eises frei wird und nun in ein werdendes Sediment hinabsinkt. Es liegt auf der Hand, daß die rings vom Eise umschlossenen Schuttbänder von Innenmoränen- und Oberflächenmaterial erst sehr viel später abschmelzen werden, als die Grundmoränen. Das gröbere Gesteinsmaterial in der äußeren Packeiszone und in den subantarktischen Meeresteilen dürfte daher in erster Linie von Innenmoränen stammen. Aus alledem geht aber nach Philippi

hervor, daß „Glazialschutt in großen Massen zwar am Rande des antarktischen Inlandeises sich ablagern muß, daß aber nur verhältnismäßig geringe Massen in größerer Entfernung vom antarktischen Kontinent zu Boden sinken werden. Dadurch wird es auch erklärt, daß unfern der Packeiskante Sedimente sich bilden können, die, wie die sehr reinen Diatomeenschlamme der „Valdivia“, zum allergrößten Teile aus organogenem Material bestehen. Würde glazialer Detritus in großen Mengen hierhin verfrachtet, so wären Grundproben von einer solchen Zusammensetzung undenkbar“. Aber auch in der unmittelbaren Nachbarschaft des antarktischen Inlandeises bilden sich am Meeresgrunde keine Ablagerungen, welche eine größere Ähnlichkeit mit glazialem Geschiebemergel des Festlandes besitzen. Denn, soweit unsere diesbezüglichen Kenntnisse jetzt reichen, tritt wohl nirgends im antarktischen Meere der Fall ein, daß der gesamte Schuttinhalt der Basis jener tafelförmigen Eisberge an ein und demselben Orte und unsortiert und unvermindert zur Ablagerung gelangte. Vielmehr scheinen sich überall teils Gezeiten-, teils Schmelzwasserströme der feineren klastischen Materialien zu bemächtigen und sie in die äußeren Teile der Packeiszone abzutransportieren. Im allgemeinen bleiben daher in der Nähe des Inlandeisrandes nur die sandigen und kiesigen Bestandteile nebst den größeren Gesteinsbrocken zurück, während in den äußeren Teilen der Packeiszone jene nur selten gröbere Körner oder Geschiebe enthaltenden, sehr feinkörnigen Sedimente angetroffen werden, die wir als glazialmarine Sedimente kennen gelernt haben, denen sich dann weiter nach außen zu die ebenfalls feinkörnigen Diatomeenschlamme anschließen.

Im allgemeinen scheint hinsichtlich der Verbreitung von glazialem Gesteinsmaterial zwischen dem Nordatlantischen Ozean und den Meeren der Südhemisphäre ein merkwürdiger Gegensatz zu bestehen. Denn während im Nordatlantischen Ozean Glazialgeschiebe sich viele Breitengrade jenseits der heutigen äußersten Eisberggrenzen finden und als in der Diluvialzeit transportiert angesehen werden müssen, fällt auf der Südhemisphäre die Verbreitung der Glazialgeschiebe und der heutigen Eisberge (nach der Darstellung von FRICKER[406]) augenscheinlich nahezu zusammen. Und MURRAY und PHILIPPI möchten daraus den Schluß ziehen, daß „auch in der Diluvialzeit die Eisberge der Südhemisphäre nicht wesentlich 35° südl. Br., d. h. die Westwindzone überschritten. Wahrscheinlich war auf der Südhemisphäre im Diluvium zwar die Produktion der Eisberge viel lebhafter, das von ihnen bestrichene Gebiet aber nicht wesentlich ausgedehnter als heute.“

Während in der Antarktis Eisberge als Transportmittel wenigstens für den inneren Teil der Packeiszone von großer Bedeutung sind, spielt das Meereis in dieser Hinsicht gar keine Rolle. Das liegt einerseits daran, daß sich in dem den weiten Flächen der Ozeane gegenüber offen

liegenden antarktischen Meere mit seinen mächtigen Dünungen und Stürmen und mit seinem dem arktischen Mittelmeer gegenüber höheren Salzgehalte, überhaupt kein Eismantel von der Dicke des arktischen zu bilden vermag; zum anderen aber hat das Meereis dort, wo das Inlandeis als steile Eismauer direkt an das Meer grenzt und sich weit in dieses vorschiebt, oder wo das umstrittene „Schelfeis"[407]) diese Funktion erfüllt, gar keine Möglichkeit direkt am Ufer festzufrieren und nach dem Loslösen Gesteinsmaterial von dort zu entführen. Nur in selteneren Fällen mögen Meereisschollen Gesteinsmaterial, welches von einem benachbarten Eisberge herabgefallen war, weiter verschleppen.

Anders in den arktischen Meeren, in welchen die Bedeutung des Meereises, jedenfalls was die Erscheinung im Ganzen betrifft, die der Eisberge um das Vielfache überragen dürfte; das gilt natürlich nicht gerade für den Gesteinstransport als solchen. Doch ist vor allem hier an geschützten Küstenstrecken jene in der Antarktis vielfach mehr oder weniger ganz unterbundene Möglichkeit des Festfrierens im Flachwasser oder am Ufer und die Bildung eines „Eisfußes" in weiterem Umfange gegeben. Ein solcher Eisfuß — nicht zu verwechseln mit der als Abrasionsterrasse in Eisbergen gebildeten, aber wohl ebenso bezeichneten Erscheinung — kann, durch Stürme an Land getrieben, ebenso aufstauend wie Treibeis wirken und, vom Ufer losgerissen, auch ebenso transportieren. Sprechende Beispiele für solchen Gesteinstransport sind bereits früher aus der Ostsee angeführt worden. U. A. haben G. von Helmersen und Graf von Keyserling[408]) auch geschildert, wie hier durch Eispressungen größere Gesteinsblöcke auf das Ufer aufgeschoben und zu Strandwällen aufgehäuft werden können; und wer, wie der Verf., etwa die gewaltigen Eisstauungen an der Samlandküste nördlich Königsberg i. Pr. im Beginn des Frühjahrs 1917 mit eigenen Augen gesehen hat, wird diese Wirkungen in der Tat kaum unterschätzen.

Anderseits mag auch Gesteinstransport durch marines Grundeis, welches infolge der Unterkühlung von Meerwasser in flachen Meeresteilen hoher Breiten bei ruhiger Witterung und strengem Frost sich zu bilden und Bodenteile aufzuheben vermag[409]), oder durch stromabwärts treibendes Flußeis hier und da von einiger Bedeutung sein; im Ganzen genommen dürften alle diese Vorgänge jedoch gegenüber dem Transport durch Eisberge und auch durch Meereis ohne größere Wirkung auf die marine Sedimentbildung sein.

Alle diese Wirkungen des Eises müssen aber in der Diluvialzeit ungleich stärker gewesen sein als heute. Immerhin mag hier darauf hingewiesen werden, daß nach einem der besten Kenner der heutigen Vereisungen, E. von Drygalski[410]), selbst eine noch so starke Vergletscherung kaum zu einer völligen Vereisung tiefer Meere befähigt sein dürfte. Die Verhältnisse der Antarktis zeigen, daß eine Tiefsee

nur oberflächlich und unzusammenhängend vereisen kann. Demgegenüber konnten die tiefen Fjorde Norwegens zur Eiszeit völlig von Eis überzogen werden, da sie in den abschließenden Barren Stützpunkte für das schwimmende Eis boten und dieses hier festhielten, Nord- und Ostsee konnten völlig vereisen, weil es Flachmeere waren, vielleicht auch Davis-Straße und Baffinsbai: aber darüber hinaus bestand die Wirkung der Eiszeit, soweit die uns hier interessierenden Probleme in Frage kommen, vorwiegend nur in der größeren Intensität und Reichweite der durch Eis aller Art vermittelten Transportvorgänge.

Treibeis vermittelt übrigens auch vielfach den Transport von Molluskenschalen, die hierdurch, wie wir in einem früheren Abschnitt gesehen haben, in abgestorbenem Zustande bis in große Tiefen gelangen können. So berichtete EDV. BAY[411], daß sich in dem Eisstrom, welcher sich entlang der Ostgrönlandküste bewegt, Astarte borealis Chemnitz (= A. semisulcata Leach) und Lyonsia arenosa Möller gefunden haben, und andere derartige Funde hat dann A. C. JOHANSEN aus der Polarliteratur zusammengestellt. Diese Muscheln sind z. T. wohl mit dem Schlamm des Meeresbodens vom Eise aufgeschürft worden und entstammen dann nur mäßigen Tiefen, die im schroffen Gegensatz zu denen ihrer Fundstellen z. B. im Norwegischen Nordmeer stehen. Zu kleinerem Teile tragen nachgewiesenermaßen auch die muschelfressenden Walrosse dazu bei, Muschelschalen auf das Eis hinaufzubringen, wie schon MÖBIUS bezüglich Mya truncata festgestellt hat.

## B. Materialtransport durch Brandung, Küstenversetzung, Küstenstrom und Gezeitenströme

Über den Materialtransport durch die Brandungswelle und den Sogstrom, sowie die hierdurch zustande kommende Küstenversetzung, sowie ferner durch Küsten- und Gezeitenströme können wir kürzer hinweggehen, zumal diese Erscheinungen schon in früheren Abschnitten entsprechend gewürdigt wurden. Gerade der Brandungswelle und den Gezeitenströmen unterliegen große Massen von kontinentalem Gesteinsmaterial, sowie von biogenen Komponenten. Aber im allgemeinen werden alle gröberen Bestandteile in der Flachsee zurückbleiben und haben nur, wo die Küste steil und die Wasserbewegung sehr heftig ist, Aussicht, auch in größere Tiefen zu gelangen. So fand die „Valdivia" an verschiedenen Stellen längs der ostafrikanischen Küste in ziemlich beträchtlichen Tiefen relativ grobes Material und abnormen Reichtum an Mineralkörnern. Diese Erscheinung möchten MURRAY und PHILIPPI in erster Linie auf den steilen Abfall der ostafrikanischen Küste und auf die starke Wellenbewegung zur Zeit des Nordostmonsuns zurückführen; eine weniger bedeutende Rolle spielen wahrscheinlich Küstenströme. Auf der sturmgepeitschten Agulhas-Bank werden grobe Gerölle bis zu 45 g

Gewicht bis in eine Tiefe von 318 m verschleppt. Immerhin wird man sich bei allen solchen Fällen immer auch die Frage vorlegen müssen, ob nicht jugendliche Dislokationen vorliegen könnten, welche eine Versenkung von Seichtwasserbildungen hervorriefen.

### C. Transport durch gewöhnliche Meeresströmungen

**Eine Anzahl Beispiele für die Beeinflussung der Sedimentation vor allem in der Tiefsee durch Meeresströmungen**

Es ist nicht zu bezweifeln, daß auch die gewöhnlichen Meeresströmungen für die Beschaffenheit des Meeresgrundes und die auf demselben sich bildenden Sedimente von großer Bedeutung sein können. Aber in den meisten Fällen wird es sich hierbei nur um die Zuführung oder Entfernung feinster schlammiger Komponenten handeln, und nur ausnahmsweise dürfte gröberes Material dem Transport durch solche Strömungen unterliegen. Wenn z. B. auf der Agulhas-Bank die Schalenfragmente von Mollusken und andere organogene Hartgebilde zum Teil abgerollt sind, so ist das wohl im Wesentlichen auf Rechnung der heftigen Agulhas-Strömung zu setzen, welche stellenweise mit 6 km Stundengeschwindigkeit den Boden jenes submarinen Plateaus fegt. Eine ähnliche Deutung ist wohl für die hier und da anzutreffenden groben Sande auf den höchsten Teilen des Wyville Thomson-Rückens zwischen Island und Schottland, den die „Valdivia" auf ihrer Station 7 in 547 m anlotete, am Platze. Hier bedeckt den Boden ein sehr tonarmer, kalkiger Sand, dessen mittlere Korngröße 0,25 mm beträgt, der aber auch Körner bis zu 8 mm Durchmesser, also verhältnismäßig sehr grobes Material, enthält. Bedenkt man, daß unter normalen Verhältnissen der Sand der Flachsee bei etwa 200 m in feinere Schlicke übergeht, so ist das Vorhandensein so grober, tonarmer Sande in der mehr als doppelten Tiefe nur zu erklären durch den in nordöstlicher Richtung den Wyville Thomson-Rücken in großer Heftigkeit fegenden Ausläufer des Golfstromes[412]), der imstande ist, noch relativ so grobes Material zu verfrachten, und welcher keine nennenswerte Anhäufung von Tonsubstanz auf den höchsten Teilen des Rückens duldet. Daß hier an manchen anderen Stellen selbst der Felsboden freizuliegen scheint, ist schon früher erwähnt worden — neben ähnlichen Beispielen. Indessen mag hier noch darauf hingewiesen werden, daß offenbar auch die Brandungswelle einen Einfluß auf die am höchsten aufragenden Teile des Rückens ausübt; denn anders wäre es nicht zu verstehen, wenn TIZARD[413]) angibt, jederzeit auf dem Wyville Thomson-Rücken eine kürzere und höhere See gefunden zu haben, als außerhalb desselben, — und doch liegt derselbe 300—500 m tief. Immerhin dürften solche Fälle intensivster Beeinflussung der marinen Bodenbedeckung durch Strömungen nur eine Ausnahme darstellen; die gewöhnlichen Meeresströmungen werden vielmehr im allgemeinen nur

als Transportmittel für feinste Mineralsplitter und Schlammbestandteile, sowie für die zarten Hartgebilde planktonischer Organismen in Frage kommen, hier allerdings eine recht bedeutsame Rolle spielen. Vorläufig lassen sich nur ganz allgemein eine Reihe von Fällen der Beeinflussung des Bodensedimentes durch Meeresströmungen anführen.

Soweit wir bis jetzt über die Verbreitung der einzelnen Bodenarten unterrichtet sind, läßt sich keine Beziehung z. B. zwischen den in denselben vorherrschend vertretenen Planktonresten und den großen Meeresströmungen erkennen. So gehen im nordatlantischen Ozean der nördliche Äquatorialstrom, der Floridastrom und die Golfstromtrift quer über die mit Globigerinenschlamm bedeckten und dann über die von Rotem Ton erfüllten Becken hinweg. „Die Meeresströmungen projizieren also nicht einfach ihr Plankton am Meeresboden. Es ist das schon sehr früh Louis Agassiz aufgefallen, als er nach besonderen Merkmalen des Floridastroms am Meeresboden ausschaute, da er in diesem Hauptsammler tropischen Wassers auch einen kondensierten Niederschlag tropischen Planktons an seinem Boden erwartete, aber nichts davon angedeutet fand, nicht einmal Sedimente aus den gewaltigen Tropenströmen, dem Amazonas und Orinoco, die ihm ihre Gewässer zuführen. Vielleicht daß man später einmal in der Lage ist, in dem uns einheitlich erscheinenden Globigerinenschlamm mehrere lokale Abarten oder Facies zu unterscheiden und dann in diesen gewisse Wirkungen der Meeresströme nachzuweisen; heute vermögen wir dergleichen jedenfalls noch nicht“ (Krümmel). Immerhin hat J. Murray sich einmal dahin geäußert, daß er bei beliebigen ihm vorgelegten Proben des Globigerinenschlammes in 9 unter 10 Fällen in der Lage sei, die Örtlichkeit angenähert richtig zu bestimmen. Wenn aber Al. Agassiz darauf hingewiesen hat, daß er mit dem Verlassen des kühlen Meeresstromes von den Galápagosinseln nach Südwesten fahrend nicht nur die Planktonwelt der Oberschichten rasch verarmen, sondern auch die Bodenbedeckung sterilem Roten Ton verfallen sah, so spielen hierbei offenbar auch biologische Momente mit hinein, und man wird überhaupt bei der Erörterung des Einflusses der Meeresströmungen auf die Beteiligung des Planktons an der Sedimentbildung stets auseinanderzuhalten haben, wieweit einerseits die biologisch bedingte Verbreitung, anderseits aber Verschleppung durch Strömungen oder teilweise Auslese auf dem Wege der Auflösung durch das Meerwasser in Frage kommen. Kehren wir nach dieser Abschweifung zum reinen Transport durch Strömungen zurück, so sei auf eine schon im Kapitel „Globigerinenschlamm“ mitgeteilte Tatsache zurückverwiesen, nämlich den außerordentlich weiten Transport der feineren Schlamm-Massen der in den Golf von Guinea mündenden Flüsse nach Westen; diese Schlammkomponente war nicht nur in verschiedenen, von der „Valdivia“ südlich von Kap Palmas geloteten, küstenfernen Globigerinenschlammen an den

braunen bis grauen Farbtönen wiederzuerkennen, sondern PHILIPPI wollte solche fein verteilte Flußtrübe der großen afrikanischen Ströme selbst noch nördlich von Ascension nahe am Äquator im Gebiete des Südäquatorialstromes in dem dunkelgrauen, in verdünnter Salzsäure unlöslichen Rückstande zweier Globigerinenschlamme des „Gauss“ (Station 4 in 0° 11′ S., 18° 16′ W. und Station 5 in 0° 48′ S., 17° 53′ W.) wiedererkennen; — übrigens eine Deutung, welche MURRAY und RENARD bereits für nahe benachbarte Globigerinenschlamme des „Challenger“ (Station 348 in 3° 10′ N., 14° 51′ W., 4480 m, sowie Stationen 102 und 104) gegeben hatten. Tatsache wie Deutung schienen KRÜMMEL jedoch dringend des Nachprüfens wert, zumal südlich von Kap Palmas an der Oberfläche der Guinea-Strom nach Osten gegen die Küste setzt. Auch die Schlamm-Massen der in den Busen von Bengalen mündenden Flüsse werden durch Strömungen sehr weit hinausgetragen, sodaß die „Valdivia“ in sehr großer Entfernung vom nächsten Festlande und in großer Tiefe noch einen typischen blauen, kalkarmen Schlick antraf (Station 213, 7° 58′ N., 91° 47′ O., 3974 m).

Sehr klare Beispiele der Einwirkung von Meeresströmungen auf die Sedimentation und insbesondere die Projektion von mehr oberflächlich lebenden Planktonschalern auf den Meeresboden zeigen die antarktischen Meere. Die Tatsachen, welche zuerst durch E. PHILIPPI eine plausible Deutung erfuhren, wurden bereits bei Besprechung der glazialmarinen Sedimente und des Diatomeenschlammes geschildert. Wir rekapitulieren hier lediglich, daß sowohl das feine, durch das Gletschereis dem Antarktischen Kontinent entführte Gesteinsmehl, wie die Skelette der in der Packeiszone besonders in der wärmeren Jahreszeit in ungeheuren Mengen wuchernden Diatomeen durch nordwärts setzende Strömungen eine Verschiebung in diesem Sinne erfahren, so daß sich zunächst ein Gürtel von glazial-marinen Sedimenten bildet, da die minerogenen Bestandteile trotz ihrer Feinkörnigkeit offenbar früher zu Boden sinken, als die organogenen. Dieser Gürtel liegt in den äußeren Teilen der Packeiszone. Die Verhinderung des Absatzes jener feinkörnigen, anorganischen Komponente durch die nordwärts setzenden Strömungen, welche wir mit den PETTERSSONschen Eisschmelzströmen identifizierten, wird in den inneren Teilen der Packeiszone auch noch durch die Wirkung von Gezeitenströmen unterstützt. Die Planktonschalen werden dagegen durch die Zone des Packeises hindurch bis an die Außengrenze des Packeisgürtels verfrachtet. Hier aber gehorchen die Meeresströmungen den herrschenden Winden, welche in der Nachbarschaft des Eises, über dessen gewaltiger Masse man noch bis vor kurzem eine mehr oder weniger konstante Antizyklone angenommen hat[414]), einen vorwiegend westlichen, weiter im Norden aber, in den „braven Westwinden“, einen östlichen Verlauf haben. Die planktonischen

Hartgebilde der Packeiszone sinken also, wenn auch vielleicht erst nach längerer Zeit, in einer die Antarktis kreisförmig umgebenden Zone zu Boden. Daher erklärt sich der vielleicht allerdings nicht ganz geschlossene Gürtel von Diatomeenschlamm der höheren Südbreiten. Auch Globigerinenschalen werden in derselben Weise nach außen transportiert und sinken schließlich, allerdings meist von den Diatomeen getrennt, entweder ebenfalls außerhalb der Eiskante zu Boden oder werden auf ihrer weiten Reise allmählich durch das sauerstoffreiche, kalte Wasser des antarktischen Meeres aufgelöst. Die hierdurch bedingte Kalkarmut der in Frage kommenden Sedimente ist bereits früher behandelt worden.

Außerhalb des Südpolarmeeres suchen wir vergeblich nach so schlagenden Beweisen für die transportierenden Wirkungen der Meeresströmungen. Wohl wurde bereits betont, daß der reichlichere Kalkgehalt am Boden stromloser Gebiete mit dem ungehinderteren Herabsinken des kalkigen Oberflächenplanktons, insbesondere auch der winzigen Coccolithen, im Zusammenhang stehen dürfte, während im Gegensatz hierzu durchströmte Meeresteile einen geringeren Kalkgehalt im Bodensediment aufweisen müssen; sodann fand die „Valdivia“ Coccolithen in großen Massen in den Grundproben an der Ostküste, in viel geringeren Mengen aber an der Westküste von Afrika, und Murray und Philippi möchten hier die Möglichkeit ins Auge fassen, daß diese mikroskopischen Organismenreste durch auflandige Ströme an die ostafrikanische Küste getrieben werden, während sie aus dem entgegengesetzten Grunde der westafrikanischen verloren gehen. Indessen dürfte der Transport durch Strömungen schon bei kompakteren pelagischen Foraminiferen eine geringere Rolle spielen und nur kürzere seitliche Verschleppungen hervorrufen, was aber bei der über weite Gebiete gleichmäßigen Verteilung dieser Formen für die Sedimentation kaum ins Gewicht fallen kann.

### Vulkanogene Triftkörper

Wenn man beobachtet, wie weit gewisse ozeanische Vulkaninseln ihr Gesteinsmaterial verstreuen, wird man ebenfalls die transportierende Wichtigkeit der Meeresströmungen nicht außer acht lassen dürfen. So ist das ganze Gebiet zwischen den Crozet-Inseln, Kerguelen und der Heard-Insel reich an Brocken vulkanischer Gesteine. Und noch 10 Längengrade östlich der Prinz Eduard-Gruppe fand der „Gauss“ reichliches vulkanisches Material, das nach Lage der Dinge wohl nur von diesen Inseln stammen kann. Immerhin muß man gerade bei vulkanischen Komponenten im Auge behalten, daß sie auch durch vulkanische Explosionen relativ weit verfrachtet worden sein können. Der Fund einer etwa zentnerschweren Bombe, welche die „Valdivia“ in 211 km Abstand von Neu-Amsterdam fand, und die nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit nur von dieser Insel stammen kann, muß da zu denken geben.

Recht gute Triftkörper bilden vor allem die Bimssteine, welche bei vulkanischen Explosionen oft in enormen Massen ins Meer gelangen, wie u. a. der Ausbruch des Krakatau 1883 gezeigt hat; und hier können sie, bevor sie untersinken, unter dem Einfluß der Meeresströmungen weite Wege zurücklegen; ja, wenn berichtet wurde, daß an der ostafrikanischen Küste Bimssteine vom Krakatau-Ausbruch angespült wurden, welche also die ganze Breite des Indischen Ozeanes überquert haben müssen, so wird man zugeben müssen, daß solches Material gelegentlich überall hingelangen kann.

### Pflanzliche Triftkörper

Hier soll einer Reihe anderer, und zwar organischer Triftkörper gedacht werden, obwohl sie für die Bodenbedeckung nur von untergeordneterer Bedeutung sind. Wie für treibende Eismassen und Bimssteine, so gilt auch für diese das Folgende. Nur wenn die Triftkörper ganz vom Wasser bedeckt schwimmen, unterliegen sie der Einwirkung des Meeresstromes allein; schauen sie aus dem Wasser hervor, so können auch Wind und Seegang einen Anteil an ihrem Transport gewinnen. Von den organischen Triftkörpern, die hierher gehören, sollen einerseits festländische Pflanzenreste, insbesondere die Treibhölzer, anderseits marine Tange näher besprochen werden[415].

### Schwimmende Waldinseln

Von Flüssen und Bächen werden bei Hochwasser Zweige mit Früchten, von den Riesenströmen der großen Kontinente ganze Bäume, ja selbst kleine Waldinseln weggerissen und in das Meer hinausgeschwemmt, wo die Meeresströmungen sie oft in erstaunliche Fernen verschleppen können: hat man doch solche schwimmende Inseln bis mehrere 100 km von der Küste entfernt vor Sumatra, vor dem Kongo, dem Amazonenstrom usw. beobachtet. Über eines der bekannteren Beispiele dieser Art hat C. Ochsenius[416]) berichtet. Es handelte sich um ein durch hohes Gestrüpp weithin ins Auge fallendes, etwa 1000 qm großes Stück Waldland, welches durch die Brandung von der nordamerikanischen Küste abgerissen oder durch einen Fluß ins Meer vertragen und in die Bahn der atlantischen Meeresströmung geraten war. Folgendes sind die geographischen Koordinaten dreier Punkte des Weges dieser schwimmenden Meeresinsel:

| | | |
|---|---|---|
| 28. VII. 1892. | 39° 30′ N. Br. | 60° 0′ W. L. |
| 26. VIII. 1892. | 41° 9′ N. Br. | 57° 39′ W. L. |
| 19. IX. 1892. | 45° 29′ N. Br. | 42° 39′ W. L. |

Diese „Insel“ hatte also in 7 ½ Wochen den stattlichen Weg von einem ziemlich weit westlich vorgeschobenen Orte bis beinahe zu den Azoren zurückgelegt. Nach dem zuletzt angeführten Datum hat man nichts

mehr von ihr gehört; wahrscheinlich haben die Oktoberstürme ihr ein Ende bereitet.

### Treibhölzer

Schon F. C. SCHÜBELER hat in seiner „Pflanzenwelt Norwegens" (Christiania 1873) ein Verzeichnis von tropischen, meist westindischen Pflanzen, aufgestellt, von denen Früchte oder andere Teile an den Küsten Norwegens gefunden werden. Darunter sind die fast meterlangen und handbreiten Riesenschoten einer an den Bachufern der Antillen häufigen Mimosacee, Entada gigalobium, welche nicht nur an den Strand der Azoren und Canaren, Irlands und Islands vertriftet wird, sondern an den Küsten Norwegens entlang bis nach Nordspitzbergen und Nowaja Semlja gelangt. Eine vollständige Liste solcher durch den Golfstrom verschleppter Tropenprodukte hat W. B. HEMSLEY 1885 in dem botanischen Teil des Challenger-Werkes gegeben[417]). Sibirische Waldbäume gelangen als Treibhölzer durch das zentrale Nordpolarbecken bis an die Küsten von Grönland und Nordisland, wie umgekehrt früher westindische Mahagonistämme oder vom St. Lorenzstrom verschwemmte Nadelhölzer auch reichlicher an die Nordmeerküsten gelangt sind als heute, wo die Ufer der großen Ströme durch Abholzung mehr oder weniger entblößt sind. Gerade bei den Treibhölzern ist gelegentlich die Windwirkung neben der des Meeresstromes nicht zu vernachlässigen; das gilt insbesondere von den arktischen Hölzern, die sich mit den Eisschollen, teilweise auch in sie eingefroren, vorwärts bewegen[418]).

### Treibende Tange und das Sargasso-Meer

Von den Meerespflanzen sind die Blasentange der kälteren Meere (z. B. Fucus vesiculosus und Ascophyllum nodosum) durch gasgefüllte Blasen, die zahlreichen Sargassoarten (Sargassum bacciferum u. a.) durch hohle Beeren, die Birnen- oder Riesentange der höheren Südbreiten (Macrocystis pyrifera) durch birnenartige Schwimmblasen für langes Triften im Meerwasser besonders geeignet. Es kommt hinzu, daß auch das spezifische Gewicht dieser Pflanzen schon nur wenig von dem des Meerwassers verschieden ist, was die weite Verschleppung durch Strömungen ebenfalls begünstigt.

Der Atlantische Ozean besitzt in dem stromstillen Raume südwestlich von den Azoren bis zu den Bahama-Inseln hin eine gewaltige, die größte bekannte Ansammlung treibender Tange in dem sogenannten Sargasso-Meer[419]). Die Fucoideen, insbesondere das genannte Sargassum bacciferum, der Beerentang, mit zahlreichen, nahe verwandten Arten (S. vulgare, ilicifolium, latifolium, obtusatum u. a. m.) sind Strandpflanzen, die im warmen Wasser entlang den amerikanischen Küsten bis zum Kap Cod hinauf, insbesondere aber an den felsigen Gestaden Westindiens wachsen und, von der hier mächtig brandenden Dünung oder von den

Wogen der Tropenorkane abgerissen, ein Spiel der Meeresströmungen werden. Besonders reichlich sind diese treibenden, olivgrünen Büschel im Floridastrom zu finden, der seinen Gehalt an denselben aus seinem westindischen Ursprungsgebiete her stetig neu ergänzt und über den ganzen Nordatlantischen Ozean verstreut. Daher sprechen die deutschen Seeleute sehr bezeichnend vom „Golfkraut“. Schon COLUMBUS kannte die treibenden „Tangwiesen“, wie er sie übertrieben nannte, und ALEXANDER VON HUMBOLDT, welcher sich sehr eingehend mit dieser in gleicher Großartigkeit in keinem anderen Meeresteile auftretenden Naturerscheinung beschäftigte und verschiedene Fucus-Bänke, größere und kleinere, von bestimmter Lage unterscheiden zu können glaubte, neigte noch der Meinung zu, daß auch im Sargasso-Meer selbst noch unbekannte Untiefen vorhanden seien, wo das Kraut wachsen und Stürme es abreißen könnten. Solche Bänke oder Untiefen hat man aber bis heute im Sargasso-Meer nirgends gefunden; das Meer ist hier überall tiefer als 3000 m, vielfach sogar als 6000 m. Wo immer Botaniker die Sargassobüschel aufnahmen und untersuchten, fanden sie die Pflanzen nicht nur lebend, sondern auch in langsamem Wachtstum begriffen, aber stets fehlten die Fruktifikationen, während diese bei den am Strande der Tropen so häufigen Sargassen regelmäßig vorkommen. Die ungezählten Büschel, welche auf der Planktonexpedition im August 1889 aufgeholt wurden, ließen stets erkennen, daß die Stengel abgerissen waren. Man unterscheidet ein älteres, tiefbraunes und allmählich absterbendes Ende mit der Abrißstelle und ein jüngeres, gelbgrünes, deutliches Wachstum zeigendes Gipfelende. Hohle, weiße Zweige gehören abgestorbenen Teilen an. Die Karte, welche KRÜMMEL nach einem reichen Material über das Vorkommen des Sargassokrautes — von dem durchaus nicht bei jeder Fahrt durch dieses Gebiet größere Anhäufungen angetroffen werden, so daß von stationären Krautwiesen überhaupt nicht die Rede sein kann — entworfen hat, zeigt deutlich, wie sich die Verbreitung des treibenden Krautes an die Küste des tropischen Amerika anschließt. Das Maximum aber ordnet sich in einem Gebiet von ovaler Gestalt etwa zwischen 21° und 35° N. B., 40° und 73° W. L. an, welches also das eigentliche Sargasso-Meer vorstellt. In ihm kreisen und triften die abgerissenen Tangbündel, bis die Schwimmblasen abbrechen oder die Reste infolge Beschwerung versinken. Aus dem Gebiete dieser Stromstillen hinaus dürften weder Sargassum noch andere Treibkörper gelangen. Im Gegenteil läßt sich das Rechtsabschwenken der Stromfäden in das Innere des hier herrschenden, antizyklonalen Stromkreises hinein feststellen.

Der Grund dafür, daß wir uns in diesem Zusammenhange mit dem Vorkommen und der geographischen Verbreitung und Bedingtheit des Golfkrautes beschäftigen, ist der, daß die Möglichkeit einer Beeinflussung

der Sedimentation in diesen Gebieten keineswegs ganz ausgeschlossen erscheint, und zwar in verschiedener Hinsicht. Die Krautmassen gewähren einer Unzahl niederer und höherer Meerestiere, welche teilweise in sehr eigenartiger Weise, in Gestalt und Farbe, an das Leben in den Tangbüscheln angepaßt sind, Nahrung und Versteck; die Fauna — Hydroidpolypen, Röhrenwürmer, Muscheln, kleine Krebse, Moostierchen u. a., entweder darauf festgewachsen, angeheftet oder nur herumkriechend — zeigt teilweise pygmäenhaften Charakter, wie das auch sonst bei Leben in dichten Algenanhäufungen beobachtet wird. Schon F. von Richthofen[420]) hat darauf hingewiesen, daß Reste dieser z. T. benthonisch-litoralen Fauna dem Tiefseesediment des Sargasso-Meeres durch ihre Beimengung einen sehr auffälligen Zug verleihen müssten. Das Niedersinken der Tange selbst kann übrigens, wie schon V. Hensen auf der Planktonexpedition beobachtete, dadurch bewirkt werden, daß sich Bryozoenkolonien der Gattung Membranipora auf den Pflanzen festsetzen und deren Auftrieb mehr und mehr aufheben. Eine Anhäufung solcher Tangmassen selbst am Boden des Sargasso-Meeres scheint indessen nicht stattzufinden; es erfolgt vielmehr anscheinend eine völlige Zerstörung ihrer Substanz, welche zum großen Teile wohl den Tiefseetieren als Nahrung dient. Nach F. Börgesen[421]), dessen Ansicht sich auch J. Früh[422]) angeschlossen hat, würde übrigens der Hauptteil der treibenden Tange des Sargasso-Meeres selbständige und nicht losgerissene, vielmehr autochthon-pelagische, durch Teilung entstandene, perennierende Algen darstellen, deren Massenansammlungen durch vegetative Vermehrung zustandekämen; auch sollten nur zwei Arten, Sargassum natans L. = S. bacciferum C. Agardh und S. hystrix J. Ag. var. fluitans vertreten sein, von welchen die erstere nie an Küsten von ihm gefunden wurde. Diese jetzt pelagische Alge sollte jedoch von lebenden Küstenformen, S. vulgare C. Ag. & S. filipendula, abstammen. Mit diesen Feststellungen Börgesens stimmen jedoch die Ergebnisse seines Landsmannes Winge[423]) nicht überein, welcher vielmehr unter den treibenden Tangen des Sargasso-Meeres hauptsächlich S. bacciferum und S. vulgare feststellte. Weniger häufig kommen nach diesem Autor noch andere Arten des Sargassum, sowie weitere Fucoideen, wie Ascophyllum nodosum, vor, so daß kein Grund vorzuliegen scheint, die grundlegende Krümmelsche Deutung des Phänomens aufzugeben.

### D. Der Wind als Transportmittel

Der Wind kommt als Transportmittel für kontinentale, minerogene Komponenten dem Eise in keiner Hinsicht gleich; denn er kann nur feinstes Material verfrachten, und die Flächen des Meeresbodens, welche durch seine Transportwirkung stärker beeinflußt werden, stehen den vom Treibeise bestrichenen wohl erheblich an Ausdehnung nach. Immer-

hin spielt besonders in der Gegend der subtropischen Wüstengürtel die äolische Zufuhr zum Meeresgrunde durchaus keine unbedeutende Rolle und ist bis sehr weit hinein in den offenen Ozean zu spüren. Wenn z. B. fast sämtliche (bis auf eine!) atlantischen Grundproben der „Valdivia“ Quarzkörner und andere kontinentale Mineralfragmente enthielten, so wird man (angesichts der Häufigkeit der schon früher eingehend geschilderten Staubfälle in gewissen Teilen des Ozeans) als Transportmittel wohl mit gutem Rechte die Passatwinde und den Harmattan ansehen dürfen. Im allgemeinen wird bei solchem Windtransport bei zunehmender Entfernung von der Küste sich sowohl die Menge wie die Korngröße des mitgeführten und den Sedimenten zu Gute kommenden Materiales verringern, und es erscheint daher ausgeschlossen, auf solchen Windtransport vom afrikanischen Festlande her noch jene eigenartigen südatlantischen „Tiefseesande“ zurückzuführen, die der „Gauss“ in größerer Anzahl lotete, und welche in einem der späteren Abschnitte noch abzuhandeln sein werden. Dagegen spricht insbesondere die Tatsache, daß zwischen den Positionen dieser „Tiefseesande“ und der Festlandsküste breite Regionen liegen, in denen minerogenes Material zurücktritt oder nahezu ganz fehlt. MURRAY und PHILIPPI nehmen an, daß die kontinentalen Mineralkörner, welche den Roten Tonen südlich von der Cocos-Insel im Indischen Ozean beigemengt sind, vom Passat aus den Wüstengebieten Australiens herbeigetragen wurden. Wenn aber „Mineralkörner so weit, wie in diesem Falle, durch den Wind verfrachtet werden können, so läßt sich vermuten, daß der feinste Kontinentalstaub noch sehr viel weiter getragen wird. Es ist daher die Annahme nicht von der Hand zu weisen, daß ein Teil des Roten Tiefseetones und des ihm gleichen Rückstandes, der bei der Behandlung von Globigerinenschlamm mit Salzsäure zurückbleibt, feinstes kontinentales Material ist, das durch Winde zugeführt wurde.“ Ein sehr drastisches Beispiel für Windtransport bietet eine von der „Valdivia“ im Gazellehafen auf Kerguelen gedredschte Probe. Die Ufer dieses schmalen Beckens werden lediglich aus Basalten aufgebaut. Doch nur ein kleiner Teil der minerogenen Komponente der Dredschprobe läßt sich auf Basalte beziehen, die Hauptmasse besteht aus Bimssteinstückchen, die als äolisches Produkt auf der Hauptinsel den Flugsand teilweise ersetzen und von den Westwinden in das Gazellebecken geweht werden.

## E. Organismen als Transportvermittler

### I. Aktiver Transport durch Tiere

Nur der Vollständigkeit halber mag erwähnt werden, daß auch gewisse Tiere sich in untergeordneter Weise am Gesteinstransport beteiligen. Dahin gehören z. B. die Seehunde, dann aber auch die auf die höheren Südbreiten beschränkten Pinguine. Nach VON TSCHUDI, den WALTHER

zitiert, findet man an der Küste von Tarabaca in Schichten von Seehundsmist zahlreiche, 3—10 cm lange, glänzende Porphyrstücke von schwarzbrauner Farbe aus dem Mageninhalt von Phocen. Bezüglich der Pinguine beobachteten die Naturforscher des „Gauss", daß diese auf den subantarktischen Inseln ja massenhaft vorhandenen Tiere sich oft recht weit von den Inseln entfernen, und in ihren Mägen wurden vielfach große Massen von Kies und kleinen Steinen gefunden. Das sind die für den Aktualisten erwünschten, rezenten Vergleichsfunde z. B. zu den Quarzkieseln in den Mägen fossiler Plesiosaurier aus dem feinkörnigen Oberlias-Schiefer von Holzmaden in Württemberg.

Auch für die Verbreitung von Molluskenschalen sind gewisse Tiere verantwortlich zu machen, und zwar solche, denen die Mollusken zur Nahrung dienen. Diese Tatsache wurde bereits von den Walrossen erwähnt. Nach K. MÖBIUS[424]) fand ADOLF PANSCH in dem Magen eines Walrosses 500 Individuen der Mya truncata L., und neben den Eislöchern, aus denen die Walrosse aufzutauchen pflegen, werden wohl ganze Haufen von Schalen dieser Muschel beobachtet. Auch zahlreiche Fische gehören zu den Muschelfressern und damit zu den Verbreitern der leeren Schalen. So z. B. nach FR. HEINCKE[425]) die meisten Grundfische der Nordsee, wie Plattfische, Schellfisch, Rochen und Seewolf. Meist erzeugen sie zwar, da sie mit ihrem kräftigen Gebiß die verschluckten Schaltiere zermalmen, Schalengrus, sogen. Bruchschill. Oft ist der Darm von Schollen prall damit angefüllt. Schellfisch und Seezunge dagegen mit ihrem schwachen Gebiß scheiden die heil verschluckten Schalen unversehrt wieder aus. Immerhin erfolgt die Verdauung dieser Fische und damit der Wechsel des Darminhalts relativ rasch, sodaß hierdurch allein schon eine Maximalgrenze für den Transport von Schalen durch diese Tiere gegeben ist.

### II. „Passiver" Transport durch Pflanzen

Diesem aktiven Transport von minerogenen und biogenen Komponenten durch Tiere steht der passive durch Pflanzen gegenüber, welchen dieselben in ihrer Eigenschaft als Triftkörper vollführen. Hierbei kommen sowohl die Treibhölzer als auch marine Tange in Frage. Der Transport einer litoralen Lebensgemeinschaft auf die Hochsee durch die von den Küsten Westindiens losgerissenen Büschel des Sargassokrautes ist bereits geschildert worden. Gerade die mit Gasblasen versehenen marinen Algen tragen auch sonst zweifellos erheblich zur Verbreitung nicht nur von Gesteinsfragmenten (Fig. 126), sondern auch von litoralen Muscheln bei. So beobachtete R. VALLENTIN[426]) an schwimmenden Massen von Fucus serratus festhängend sowohl Steine, wie auch Ostrea edulis und Tapes pullastra, an Massen von Chorda filum außer den beiden schon genannten Muscheln noch Cardium edule und Mytilus edulis. Nur bei-

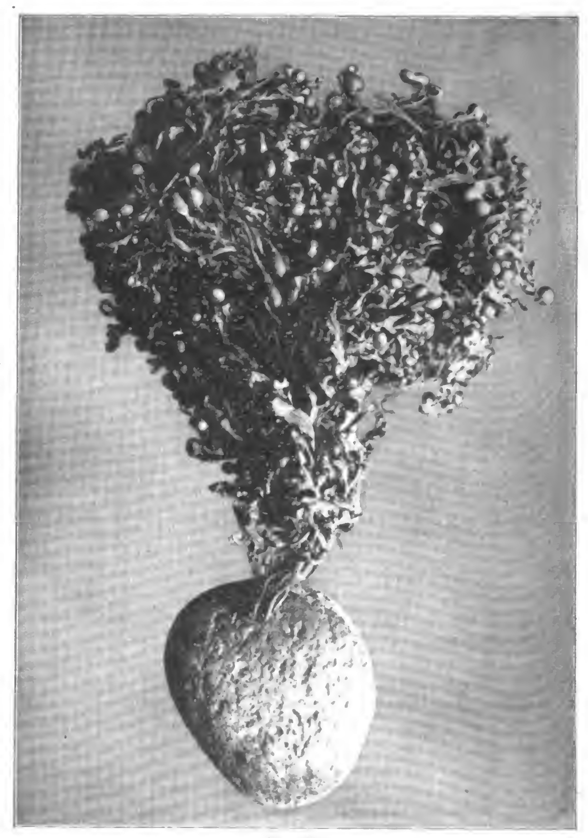


Fig. 126.
Granitgeröll mit aufgewachsenem Blasentang, Fucus vesiculosus Lin., welcher mit seinen Auftrieborganen das Gewicht des Steines teilweise kompensierte und durch Vergrößerung der Oberfläche den Transport desselben wesentlich erleichterte. Nordstrand des Samlandes bei Brüsterort (Ostpreußen). C. 1/3 der nat. Gr. (Original in der Allgemein-geologischen Sammlung des Geologisch-paläontologischen Institutes und der Bernsteinsammlung der Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr.)

läufig sei nach dem Berichte von AD. VON CHAMISSO erwähnt, daß die Bewohner des Radak-Archipels die Steine zum Schärfen ihrer Instrumente dadurch erhalten, daß sie die Wurzeln angetriebener Bäume untersuchen; es sind dort Gesetze erlassen, wonach solche Steine dem Häuptling gehören!

## β) Über den Kalkgehalt der Tiefseesedimente und die Faktoren, welche denselben regeln

Eine Frage von bedeutender Wichtigkeit, insbesondere für die Sedimente des tieferen Meeres, ist die Höhe des Kalkgehaltes derselben. Und eine Erörterung der Faktoren, welche dieselbe regeln, bildet eine wesentliche Vorbedingung für das Verständnis der regionalen Verschiedenheiten der am Meeresboden sich vollziehenden Neubildungen und der Stratigraphie der geologisch jungen Meeressedimente.

### A. Kalklieferung erfolgt nur sehr untergeordnet auf anorganischem Wege

Als erster, positiver Faktor wäre die Lieferung von kohlensaurem Kalk auf anorganischem oder organischem Wege zu bewerten. Die anorganische Bildung von kohlensaurem Kalk im Meere ist auf alle Fälle von nur sehr untergeordneter Bedeutung, selbst dann, wenn wir die Bildung der Oolithe, was an früherer Stelle noch als durchaus unsicher bezeichnet wurde, als anorganisch ansehen wollten. Im übrigen sind gerade die Verhältnisse der Mittelmeere, auf welche ja die bekannteren Oolithvorkommnisse beschränkt sind und in denen auch die petrographisch und -genetisch nur ungenügend bekannten, durch ein möglicherweise ähnlich ausgeschiedenes Zement verkitteten Krustensteine auftreten, durchaus von denen der offenen Ozeane verschieden. Antigen ausgeschiedene Rhomboederchen und Kügelchen von Kalkspat glaubte, wie schon erwähnt wurde, F. SALMOJRAGHI in einer nahe bei Ustica in Richtung Palermo aus 840 m Tiefe von der „Città di Milano" geborgenen Bodenprobe erkennen zu können. Doch ist dieses ebenso ein vereinzelter Fund geblieben, wie in den offenen Ozeanen, in welchen „Challenger" und „Valdivia" hin und wieder Ähnliches fanden. Der Fund des „Challenger", den MURRAY und RENARD beschrieben haben, wurde in dem schon früher erwähnten Radiolarienschlamm des nordwestlichen Stillen Ozeans gemacht, welcher sich nicht nur durch eine außerordentliche Artenzahl von Radiolarien, sondern auch durch konkretions- oder agglomeratähnliche, anscheinend durch kolloide Kieselsäure bewirkte Verkittungen des Sedimentes auszeichnete. Bei gleicher Gelegenheit wurde auch bereits des Fundes von Kalkspatkriställchen in einem in

Roten Ton übergehenden Globigerinenschlamm des Südatlantischen Ozeans durch die „Valdivia" gedacht. Aber trotz dieser Funde[427]) muß es doch bei unserer geringen Kenntnis der chemischen Vorgänge am Meeresboden vorläufig unentschieden bleiben, ob in größerer Menge „in den Tiefseeschlammen der freien Weltmeere pulverförmige, chemische Kalkausscheidungen vorkommen; für die meisten Sedimente dürfte es aber sehr unwahrscheinlich sein" (MURRAY und PHILIPPI).

B. Kalklieferung durch Organismen, vor allem des Planktons

Die Ergebnisse des vorigen Abschnittes zeigen, daß als Kalklieferanten wenigstens im tieferen und offenen Meere wesentlich nur Organismen in Frage kommen können. Während aber in den geringeren Tiefen vor allem benthonische Organismen, sowohl Pflanzen, wie Tiere, eine Rolle spielen, sind für die Tiefseeschlamme nur die planktonischen von allgemeiner Bedeutung, insbesondere von Pflanzen die Coccolithophoriden, von Tieren aber die pelagischen Foraminiferen und die Pteropoden. Dieses aber um so mehr, da die Tiefenwässer bei der Mehrzahl der übrigen Organismen einen schädlichen Einfluß auf die Ausbildung der Kalkskelette oder -gehäuse deutlich erkennen lassen. So können Foraminiferen und Würmer höchstens noch sehr zarte, kalkarme Gehäuse errichten, Korallen, Bryozoen und Seeigel zeigen eine sehr beträchtliche Reduktion ihrer Kalkskelette, Muscheln und Schnecken sind kleiner und mit dünneren Schalen ausgestattet, Tiefseefische weisen vielfach ein spongiöses Skelett auf.

Was aber das daher von um so größerer Bedeutung werdende, kalkschalige Plankton, pflanzliches, wie tierisches, betrifft, so sind wir doch trotz der unleugbar großen Fortschritte, welche wir seit der „Plankton-Expedition" der Humboldt-Stiftung im Jahre 1889 bezüglich der Verbreitung des Planktons im allgemeinen und des kalkschaligen im besonderen buchen können, leider noch nicht so weit, daß wir diesen ersten Faktor, welcher für den Kalkgehalt einer Tiefseeprobe bedeutungsvoll ist, überall mit genügender Sicherheit in Rechnung setzen könnten. Immerhin dürfen wir hoffen, daß in nächster Zeit auf diesem Gebiete unsere Vorstellungen über die Bildung der Tiefseesedimente aufs neue befruchtet werden. Diese Hoffnung darf aus den Untersuchungen und Ergebnissen geschöpft werden, welche H. LOHMANN unlängst[428]) so erfolgreich bezüglich der Volksstärke verschiedener Coccolithophoriden und ihrer Abhängigkeit von den Stromkreisen einerseits, den Stromstillen oder Halostasen anderseits und deren hydrographischen Eigenschaften angestellt und gehabt hat. Als Beispiel mag die Karte dienen, welche der genannte Autor über die Verbreitung der häufigsten Coccolithophoride des Ozeans, der Pontosphaera huxleyi, die nicht weniger als 71 % aller Coccolithophoriden ausmacht, für den

Atlantischen Ozean entworfen hat (Fig. 127). Man könnte versucht sein, schon aus einer solchen vereinzelten Darstellung Gesetzmäßigkeiten bezüglich

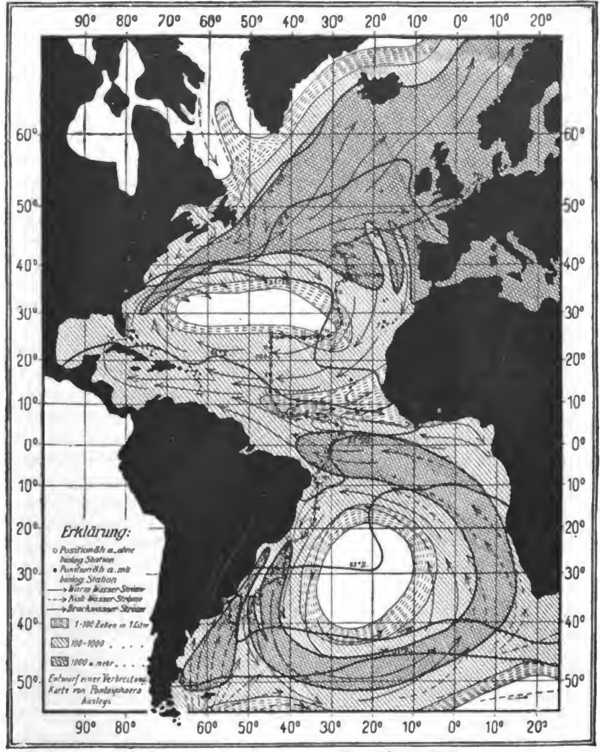



Fig. 127.

Entwurf einer Dichteverbreitungskarte von Pontosphaera Huxleyi Lohmann auf Grund der Isoplanktenkurven im Atlantischen Ozean. Nach H. Lohmann in Sitz.-Ber. d. Ges. Naturforsch. Freunde, Berlin, 1916, S. 110, Fig. 8.

des Kalkgehaltes der Sedimente in den verschiedenen Gebieten des Ozeans herauslesen zu wollen. Aber so einfach liegen die Dinge bei der großen Zahl von sonst noch in Frage kommenden kalkschaligen Planktonten durchaus nicht. Und es kann auch gar nicht erwartet werden, daß schon solche einzelnen Stichproben eindeutige Resultate ergeben, da es für die Sedimentation natürlich nicht auf die Verbreitung und Volksstärke der einzelnen Formen in bestimmten Tagen, Wochen oder Monaten ankommt, sondern auf die durchschnittliche Häufigkeit in längeren Zeiträumen. Aber es werden solche Resultate vermutlich nicht ausbleiben, wenn die Untersuchungsmethode LOHMANNs häufiger und in den verschiedenen Jahreszeiten angewendet und auch auf andere Planktonten, wie die Globigerinen, Radiolarien und Diatomeen ausgedehnt sein wird. Immerhin wäre hierbei zu berücksichtigen[129], daß die Planktonproduktion ja in den oberen 400 m des Meeres vor sich geht und von da ein weiter Weg bis zum Meeresboden zurückzulegen ist, bis die Kalkskelette sich einem Sediment beimengen.

Ausschlaggebend für die Stärke des Niedersinkens von Planktonschalen in den verschiedenen Teilen der Wohngebiete bestimmter Formen sind hauptsächlich zwei Faktoren. Der erste ist die Zahl der (in der Zeiteinheit, also etwa in 24 Stunden und in 1 l Wasser) absterbenden Individuen; dieses Absterben wird im Nordatlantischen Ozean am stärksten sein in der Gegend südlich der Neufundlandbank, wo sich der kalte Labradorstrom mit dem warmen Golfstrom mischt, und beim Übertritt der Golfstromtrift bei den Azoren aus dem Kühlwasser in das Warmwassergebiet. An beiden Stellen konnte LOHMANN in der Tat ein umfangreiches Absterben von Planktonorganismen nachweisen. An solchen Stellen erfolgt also zweifellos jahraus jahrein ein Niedersinken von Planktonschälchen in umfangreichem Maße; aber die Schalen sinken einzeln nieder und werden sicher stark durch das Meerwasser angegriffen oder ganz aufgelöst. Wo sie aber, falls sie wirklich am Meeresboden ankommen, zur Ablagerung gelangen, ist sehr schwer zu sagen, da das Sinken sehr langsam erfolgt und der Strom, der mit der Tiefe nicht nur seine Stärke, sondern auch seine Richtung ändert, die Schalen versetzt.

Als zweiter Faktor ist aber auch wichtig die Zahl der von Plankton-fressenden Tieren, sogen. „Skelettsammlern", aufgenommenen Globigerinen, Coccolithophoriden usw., welche, wie das schon von den letzteren erwähnt wurde, in den schleimigen Kotmassen jener geschützt, schnell zu Boden sinken und daher viel mehr Aussicht haben dürften, ungestört zur Ablagerung zu kommen, da sie erst am Meeresboden bei dem allmählichen Zerfall der Kotmassen freigelegt werden. Dieser Transport von Planktonschälchen wird vor allem besorgt von den Feuersalpen, Salpen, Doliolen, Appendicularien,

Pteropoden und Copepoden, in deren Darm man die an der Sedimentbildung in der Tiefsee teilnehmenden Skelettarten massenhaft nachzuweisen vermag. Dieser Transport ist aber für die Tiefsee noch dadurch bedeutsam, daß er zugleich organische Stoffe, wie Eiweiß und Fette, und wahrscheinlich auch Mengen von Bakterien dem Meeresboden zuführt. Den zweiten Faktor für die Bereitstellung von Kalkschalern für die Sedimentation bildet nach diesen Ausführungen das gegenseitige Verhältnis in den Besiedelungsstärken des Meeres mit Skelettbildnern einerseits und Skelettsammlern anderseits. Eine Stelle besonders starker Besiedelung mit letzteren zu bestimmten Jahreszeiten scheint im Nordatlantischen Ozean z. B. nördlich der Azoren in etwa 20° W.-Länge zu liegen, indem dort Massen von Salpen, Doliolen, Pteropoden und anderen Planktonten auftreten. Aber auch das sind Verhältnisse, welche lediglich die Verbreitung der planktonischen Kalklieferanten in den oberen Wasserschichten betreffen. Und es wird schon aus diesen Gründen verständlich sein, weshalb es vorerst nicht gelingt, kausale Beziehungen zwischen der Beschaffung der Skelettmassen in den oberen Wasserschichten und den Ablagerungsverhältnissen der Skelette am Meeresboden aufzufinden.

Ich habe in einem früheren Abschnitte eine Bemerkung Krümmels wiedergegeben, nach welcher die geographische Verbreitung der einzelnen Eupelagischen Ablagerungen den Eindruck erwecke, als ob der Globigerinenschlamm von seinem atlantischen Hauptsitze aus eine Invasion in die beiden anderen Ozeane ausführe, für welche anderseits die kalkarmen Bildungen charakteristisch seien. J. Murray hat 1909 auf den höheren Salzgehalt des Roten Meeres, der Arabischen See und der westlichen Hälfte des Indischen Ozeans gegenüber der Bucht von Bengalen, des Meeres um Sumatra und der China-See hingewiesen und den geringeren Gehalt dieser Gebiete an Salz auf den enormen Zufluß von Süßwasser zurückgeführt; er meinte nun, daß die gleichzeitig mit diesem zugeführte kolloidale Tonsubstanz die Grundlage für die Kieselabscheidungen der Radiolarien und Diatomeen abgeben möchte[430]). Daß Beziehungen ähnlicher Art bestehen, geht u. a. wohl auch aus den Kieselsäurebestimmungen des Meerwassers von E. Raben hervor, welche in der freien Ostsee eine gewisse Periodizität ergaben, die mit dem jahreszeitlichen Wechsel des Diatomeenwachstums übereinzustimmen scheint, indem das Maximum des einen mit dem Minimum des anderen nahezu zusammenfällt[431]). Nach jener Anschauung von J. Murray würden der relativ geringere Salzgehalt und die in verhältnismäßig reichlicherer Menge zur Verfügung stehende $SiO_2$-Menge die beiden Faktoren sein, welche sowohl im pazifischen und östlichen Indischen Ozean, wie im Antarktischen Meere den größeren Reichtum der Sedimente an kieselschaligem Plankton bedingen. Das mag nun für den Salzgehalt richtig sein, — während es für den zweitgenannten Faktor bezweifelt werden könnte, da die

Verdünnung des pazifischen und indischen Wassers in größtem Maßstabe auch durch ozeanische Regenfälle stattfindet —; umgekehrt aber darf man wohl schließen, daß größerer Salzgehalt dem kalkschaligen Plankton günstiger ist. Solchen besitzt aber der Atlantische und insbesondere der Nordatlantische Ozean. Wenn wir daher hierselbst stellenweise noch in erheblichen Tiefen recht kalkreiche Sedimente antreffen, so mag das z. T. an den Salzgehalten liegen. Gehen wir aber den Gründen nach, welche diesen wiederum bedingen, so hat am meisten Wahrscheinlichkeit eine von A. Woeikow verfochtene Ansicht für sich[432]). Nach ihr hängt der größere Salzgehalt des Atlantischen (Nordatlantischen) Ozeans davon ab, daß viel Wasserdampf auf die Kontinente geführt wird, weil der Ozean von niedrigem Land umsäumt ist. Mit den dem Ozean tributären Flüssen kehrt nur wenig als Wasser in denselben zurück, aus den übrigen, abflußlosen Gebieten (aralokaspisches Gebiet, Sahara) überhaupt gar nichts; es ist ein reiner Verlust an Wasser. Gerade umgekehrt aber verhalten sich die beiden anderen Ozeane; hier kehrt das verdunstete Wasser meistens wieder auf die Oberfläche der Ozeane zurück, vermittels großer Ströme und auch über große Gebiete ausgedehnter Tropenregen, wie sie auf dem Atlantischen Ozean nicht so beobachtet werden; aber auch in mittleren Breiten erfolgt solche Verdünnung; schon die große Erstreckung der Ozeane, der weite Weg, welchen der Wasserdampf über deren Wasserfläche zurücklegen muß, erklärt dieses teilweise. So ist es denn nicht ausgeschlossen, daß die durch das Relief der Lithosphärenoberfläche bedingte Verteilung von Wasser und Land, indem sie das Klima und damit den Salzgehalt der Ozeane regelt, auch den Reichtum des Planktons an kiesel- oder kalkschaligen Vertretern bedingt und dadurch regional verschiedene Sedimentformen erzeugt.

### C. Mehr oder minder große Verdünnung der kalkigen Komponenten durch nicht-kalkige Beimengungen anorganischer oder biogener Art

Der zweite Faktor, welcher den Kalkgehalt einer Grundprobe regelt, ist gleichsam ein negativer. In jedem Sediment ist der organogenen kalkigen Komponente ein mehr oder minder großer Prozentsatz nicht-kalkiger, in schwachen Säuren unlöslicher Materie beigemengt. Diese nicht-kalkige Komponente setzt sich zusammen einmal aus Resten kieselschaliger Organismen, zum anderen entweder aus chersogenem, von der Verwitterung und Denudation von Landmassen herrührendem Material, oder aus den Bestandteilen vulkanischer Flugaschen, flottierendem Bimsstein und Produkten submariner Eruptionen. Wenn z. B. die benthogenen Riffkalke tatsächlich frei oder fast frei von unlöslichen Substanzen sind, so liegt das daran, daß die kalkliefernden, benthonischen Organismen

einmal keine Konkurrenz durch kieselschaliges Benthos haben, zum andern aber auch schlammfreies, bewegtes Wasser bevorzugen, in welchem Brandung und Gezeitenströmungen anorganischen Detritus nicht zum ruhigen Absatz gelangen lassen. Wenn dagegen z. B. in einem Meeresteile mittlerer Tiefe und Landferne unter Gewässern, in welchen reichliches kalkschaliges Plankton vorhanden ist, der Kalkgehalt der Grundproben trotzdem sehr gering ist, so kann dieses darin seinen Grund haben, daß die Zuführung nicht-kalkiger Komponenten eine so reichliche ist, daß die kalkigen Organismenreste durch dieselben bis zu einem gewissen Grade maskiert und verdünnt werden.

## D. Kalkauflösung durch das Meerwasser

### I. Die Tatsachen

#### 1. Gesteinsauflösung an Kalkküsten

Aber noch ein dritter Faktor ist für die Höhe des Kalkgehalts der Grundproben maßgebend; und zwar wieder ein negativer: die Auflösung, welche der organogene Kalk teils beim Niedersinken (im Falle planktonischer Wesen), teils auch noch auf dem Meeresgrunde erleidet. Das



Fig. 128.
Küstenkarren auf Brioni majore, Adria. Nach G. GÖTZINGER aus Stille's Geologischen Charakterbildern, 5. Heft, 1911, Tafel 3b. — (Glatte, durch Erweiterung von Klüften entstandene Küstenkarren; die kleinen, sichtbaren Löcher sind das Ergebnis der kombinierten Wirkung der Flechten, sowie des Spritzwassers der Brandung und des Regenwassers; auf letzteres allein ist die beginnende feine Kannelierung der mittleren Kegel zurückzuführen.)

Meerwasser, welches keine gesättigte Lösung von kohlensaurem Kalk darstellt, muß unter allen Umständen lösend auf diesen einwirken. Das zeigen zunächst schon verschiedene Erscheinungen, welche bereits früher erwähnt worden sind; einmal die sogenannten Küsten- oder Brandungskarren (Fig. 128), welche das Meer, vorwiegend durch Erweiterung von Klüften, auf Kalksteinen hervorruft, dann aber auch die Anätzung von Kalkfelsen, welche in der Spritzzone der Brandung wohl wie mit Säure übergossen aussehen. Leicht erreichbare Fälle bieten die Insel Capri und die Karstküsten der Adria, wo sie sehr verbreitet sind. Ob auch Kohlensäureausscheidung durch Organismen bei diesem Vorgang beteiligt ist, wie R. GRADMANN neuerdings einmal vermutet hat, wird erst noch zu untersuchen sein. „Schratten" beschrieb schon J. PARTSCH[433]) z. B. von Kephallenia mit den Worten: „Was in den



Fig. 129.
Angelöstes Geschiebe vom „Scharfen Grund" in der Ostsee bei Cranz. Seitenansicht. $^{3}/_{4}$ nat. Größe. Original in der Allgemein-geologischen Sammlung des Geologisch-paläontologischen Institutes und der Bernsteinsammlung der Albertus-Universität zu Königsberg i. P. (Die Oberfläche des Geschiebes ist, soweit dasselbe über die Sedimentumhüllung — einen entkalkten, sandigen Geschiebe-„Mergel" — herausragte, mit einer warzig-blättrigen, manganhaltigen Limonitlage überzogen, die vorne links etwas abgeblättert ist. Der limonitfreie „Fuß" des Stückes ist unterhalb der schwarzen Linie deutlich zu erkennen. Die kleinen, weißen Flecke sind Überzüge einer inkrustierenden Bryozoe.)

Bergen die Atmosphäre zustande bringt, erzielt an den Ufern das Meerwasser. Ein 6—10 m breiter Saum von Schrattenbildungen, die nur geschwärzt sind durch einen Überguß organischer Substanz, bildet vielfach die Grenze zwischen dem fest zusammenhängenden Gestein und dem unbestrittenen Herrschaftsbereiche des Meeres." Eine tiefgründige, löcherige Verwitterung in tertiären und cretaceischen Kalksteinen am

Nordwestufer der Bucht von Palma auf Mallorca hat neuerdings H. PRAESENT[434]) ebenfalls auf die lösende Einwirkung des Meerwassers zurückführen können. Die Tatsächlichkeit dieses Vorganges, welchen



Fig. 130.
Das gleiche Stück, wie in der vorigen Abbildung, aber von oben gesehen, um die Anlösung zu zeigen. 3/4 nat. Größe.

nach TORNQUIST[435]) auch angelöste Geschiebe vom Boden der Ostsee demonstrieren sollen (Fig. 129, 130), ergibt sich aber auch aus gewissen Experimenten.

### 2. Experimente von LINCK und THOULET

Nach G. LINCK[436]) beträgt die maximale Löslichkeit von $CaCO_3$ in einem (nach einer älteren Analyse von VON BIBRA) künstlich hergestellten Meerwasser bei einer Temperatur von 17—18° C. 0,0191 %; in Wirklichkeit sind dagegen im natürlichen Meerwasser nach der Analyse von DITTMAR (in den „Challenger"-Berichten) nur 0,0123 % $CaCO_3$ enthalten. Vergleichende Untersuchungen über die Lösungsfähigkeit von Meerwasser und destilliertem Wasser verdanken wir sodann J. THOULET[437]). Derselbe ließ mehrere Wochen lang ständig erneuertes Meerwasser aus dem Ärmelkanal und destilliertes Wasser einwirken 1. auf Bimsstein von Lipari, 2. auf am trockenen Meeresstrande aufgesammelte, bereits von den Atmosphärilien beeinflußte, 92,72 % $CaCO_3$ enthaltende Schalen von Pectunculus pilosus und Cardium edule, 3. auf tote Korallen der Gattung Cladocora, 4. auf Globigerinenschlamm aus dem Nordatlantischen Ozean unter 40° 5′ N., 29° 48′ W. und 1850 m Tiefe. Diese Versuche

ergaben als Lösungsverlust in Gramm pro Tag und auf das Quadratdezimeter Oberfläche:

| | Bimsstein | Muscheln | Koralle | Globigerinenschlamm |
|---|---|---|---|---|
| In Meerwasser . . | 0,000105 | 0,000039 | 0,000201 | 0,000137 |
| In dest. Wasser . . | 0,000832 | 0,001843 | 0,003014 | 0,003091 |

Nun ist zwar zu diesen Zahlen zu bemerken, daß einerseits unberücksichtigt geblieben ist, ob die betreffenden Organismenskelette aus Aragonit oder Kalkspat gebildet werden, welche beide bekanntlich eine verschiedene Löslichkeit besitzen, zum anderen waren auch der Erhaltungszustand und die Korngröße der untersuchten Objekte, welche ebenfalls die Löslichkeit beeinflußt, verschiedene; die angeführten Zahlen sind daher nicht einmal unmittelbar vergleichbar. Immerhin geben sie doch eine gute Vorstellung von der Lösungsfähigkeit des Meerwassers für die uns hier besonders interessierenden Organismenreste. Diese normale Löslichkeit des Meerwassers für Kalk[438]) wird aber natürlich erhöht, wenn Kohlensäure oder Schwefelsäure, welche bei der Verwesung organischer Substanz entstehen, zugeführt werden.

### 3. Die Tiefe als Faktor für die Kalkauflösung

Es ist klar, daß die Löslichkeit des kohlensauren Kalkes im Meerwasser die biogene Komponente einer Grundprobe und damit den Kalkgehalt derselben beeinflussen wird und insbesondere dort, wo diese Komponente von planktonischen Wesen geliefert wird, eine Abhängigkeit des Kalkgehaltes von der Tiefe in Erscheinung treten muß. Denn feinere, kalkige Organismenreste werden beim Niedersinken aufgelöst werden, und der Auflösungsprozeß wird desto weiter fortschreiten, je mächtiger die Wassersäule, welche die Oberflächenschicht vom Meeresboden trennt, oder je größer die Meerestiefe ist. Daß in der Tat, sofern wir von den Sedimenten flacheren und küstennäheren Wassers, bei denen die Maskierung durch nicht-kalkige Komponenten eingreift, absehen, der Kalkgehalt der Tiefseesedimente sich mit wachsender Meerestiefe stetig verringert, haben bereits die Analysen des „Challenger"-Berichtes ergeben. Denn auf Grund der hier zusammengestellten Daten von 231 Grundproben macht der Kalkgehalt zwar zwischen 3000 und 4000 m noch rund 50 % aus, sinkt aber bei 5000 m auf 20 % und beträgt bei 6000 m nicht einmal mehr 1 %. Es enthielten genauer:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 68 | Proben aus | weniger als 3660 m | (2000 Faden): | 60—80 % | $CaCO_3$, |
| 68 | „ „ | 3660—4570 m | (2000—2500 „ ): | 46,7 „ | „ |
| 65 | „ „ | 4570—5490 m | (2500—3000 „ ): | 17,4 „ | „ |
| 8 | „ „ | 5490—6400 m | (3000—3500 „ ): | 0,88 „ | „ |

Diesen klaren Ergebnissen gegenüber will es wenig besagen, wenn J. THOULET[439]) nicht eine Auflösung des organogenen Kalkes beim Niedersinken in große Meerestiefen, sondern nur eine ungleichförmige Verteilung des kalkabsondernden Planktons in den höheren Meeresschichten und mechanische Schlämmungsprozesse zur Erklärung heranziehen will. Ja, es kann direkt als unverständlich bezeichnet werden, daß dieser um die Ozeanographie so verdiente Autor seine hauptsächlich an Grundproben des Nordatlantischen Ozeanes und Europäischen Mittelmeeres gewonnenen Resultate ohne Weiteres auf die übrigen Teile des Weltmeeres ausdehnt. Demgegenüber stützen sich die Beobachtungen des „Challenger“ auf Grundproben aus allen drei Ozeanen und den verschiedensten Breitenzonen des Erdballes und sind zudem durch neuere Expeditionen immer mehr bestätigt und erweitert worden.

Zunächst ist daran zu erinnern, daß die zarten und aus leicht löslicher Aragonitsubstanz bestehenden Pteropodenschalen beim Niedersinken durch eine mächtigere Wassersäule so frühzeitig aufgelöst werden, daß man sie in Tiefen unter 3000 m nur noch ausnahmsweise findet, welcher Vorgang als maßgebend für die untere Tiefengrenze des Pteropodenschlammes bereits oben eingehender erörtert wurde. Dasselbe gilt von den Panzern höherer Krebse, Skelettteilen von Fischen (ausgenommen hiervon sind bisweilen nur Zähne und Otolithe) und manchen anderen kalkigen Hartgebilden, welche sich daher wohl gelegentlich in Flachseeablagerungen, aber so gut wie niemals in den Sedimenten der Tiefsee finden.

Weniger eindeutig tritt die Einwirkung der Meerestiefe in Erscheinung, wenn wir die Kalkgehalte der Globigerinenschlamme zu derselben in Beziehung setzen; und es ist schon im Obigen darauf hingewiesen worden, daß hier in der Tat sowohl von den Gelehrten des „Challenger“, wie auch neuerdings noch von PHILIPPI die Tiefe als bestimmender Faktor für die Höhe des Kalkgehaltes dieses Sedimentes wesentlich überschätzt worden ist und vielmehr hinter anderen Faktoren, wie der Verbreitung der kalkschaligen Planktonten, Meeresströmungen u. a. zurückstehen muß, worauf wir übrigens am Schluß dieses Abschnittes noch einmal zurückkommen werden.

Von besonderer Bedeutung für die Frage der Kalkauflösung sind dagegen wiederum die Beobachtungen am Roten Ton. Zunächst ist die Durchschnittstiefe der Roten Tone durchweg größer als die der Globigerinenschlamme. Beschränken wir uns auf drei der bekannteren großen Expeditionen, so betrug die

| Mittlere Tiefe der | | | |
|---|---|---|---|
| Globigerinenschlamme . . | des „Challenger“ 3658 m | der „Valdivia“ 2890 m | des „Gauss“ 4163 m |
| Roten Tone . . . . . . | des „Challenger“ 4993 m | der „Valdivia“ 5288 m | des „Gauss“ 5368 m |

Nehmen wir hinzu, daß auch die völlig kalkfreien Roten Tone aus Gebieten stammen, in welchen die planktonische Organismenwelt reich an kalkabscheidenden Formen ist, außerdem aber die Zufuhr an maskierender, nicht-kalkiger Materie auf ein Minimum reduziert ist, so bleibt eben nur der Schluß übrig, daß die Hartgebilde der planktonischen, kalkabsondernden Pflanzen und Tiere den Boden der Tiefsee, soweit ihn Roter Ton bildet, entweder überhaupt nicht erreichen, oder aber, daß sie dort sehr rasch aufgelöst werden.

## II. Die Deutung der geschilderten Tatsachen

### 1. Welche Wichtigkeit besitzt die Erhöhung der normalen Lösungsfähigkeit des Meerwassers durch den normalen Reichtum der Tiefenwässer an Sauerstoff und Kohlendioxyd?

Das frühzeitige Verschwinden der Pteropodenschälchen wie die Kalkgehalte im Globigerinenschlamm und Roten Ton beweisen unzweideutig, daß eine Kalkauflösung sowohl in höheren, wie in tieferen Meeresschichten vor sich geht. Zu entscheiden ist jedoch noch die Frage, ob diese Auflösung schneller bei höheren oder niederen Temperaturen, bei größeren oder geringeren Drucken erfolgt und ob endlich neben der lösenden Wirkung des Meerwassers auch noch freie Säuren in Frage kommen. Man erkennt von vornherein, daß das ganze Problem ein sehr kompliziertes ist, da einerseits einander z. T. entgegen wirkende Faktoren zu berücksichtigen sind, anderseits aber unsere ozeanographischen Kenntnisse trotz der unleugbaren großen Fortschritte der letzten Jahrzehnte noch nicht auf dem Standpunkt angelangt sind, daß man das Problem nach Art einer physikalisch-chemischen Aufgabe lösen könnte.

Dieser Kompliziertheit des Problems gegenüber recht einfache Versuche hat J. THOULET[410]) angestellt, ohne indessen eine ganze Reihe recht beträchtlicher Fehlerquellen auszuschalten. Er experimentierte mit leeren Globigerinenschalen und deren Bruchstücken und fand, daß je nach der Korngröße eine Tiefe von 4500 m in 1,09—7,47 Tagen von ihnen durchsunken werde. In dieser kurzen Zeit könne aber, meint er, eine wesentliche Auflösung des kohlensauren Kalkes auch in ständig erneuertem Wasser nicht stattfinden. Schon KRÜMMEL hat, wie erwähnt, darauf aufmerksam gemacht, daß die Annahme eines gleichmäßig schnellen Sinkens im Ozean mit seiner Dichtezunahme bei wachsender Tiefe nicht richtig sein könne; die gefundenen Sinkzeiten seien daher höchstens Minimalwerte. THOULET hat aber auch die Wirkung der Meeresströmungen außer Acht gelassen, welche unter Umständen feine Hartgebilde lange Zeit in schwebender Lage mit sich führen können. Ferner wird eine soeben abgestorbene Globigerine, die außer ihren feinen Stachelanhängen auch noch organische Substanz mit Gas- und Fettvakuolen besitzt, niemals so schnell sinken, wie eine leere, ihrer Stacheln beraubte

Schale. Endlich wissen wir heute aus den neueren Untersuchungen über die Ernährung der Meerestiere, daß nur sehr wenige Globigerinengehäuse tiefere Meeresschichten erreichen werden, welche nicht vorher einem oder mehreren Tieren zur Nahrung gedient haben. Dadurch findet aber nicht nur eine Verzögerung des Sinkprozesses statt, sondern im fremden Tierkörper ist auch eine verstärkte Resorption des kohlensauren Kalkes nicht ausgeschlossen. Wir dürfen daher kaum hoffen, jemals mit einiger Genauigkeit zu erfahren, wie lange ein abgestorbener Planktonorganismus braucht, um den Meeresboden zu erreichen.

Wenn eine gewisse Meerestiefe überschritten wird, so geht unter normalen Bedingungen in niederen und mittleren Breiten im offenen Weltmeer Globigerinenschlamm in Roten Ton über. Die Grenze beider Sedimentarten hält jedoch keineswegs überall ein gleiches Niveau inne sondern verläuft in verschiedenen Meeresgebieten in sehr ungleicher Höhenlage. Insbesondere haben die Untersuchungen der beiden deutschen Expeditionen der „Valdivia“ und des „Gauss“ einen diesbezüglichen erheblichen Unterschied zwischen dem Atlantischen und dem Indischen Ozean feststellen können. Wenn z. B. die „Valdivia“ im mittleren Teile des Indischen Ozeans auf Station 175 unter 26° 4′ S., 93° 44′ O. schon in 4709 m Tiefe einen nur 3 % $CaCO_3$ enthaltenden Roten Ton lotete und der „Gauss“ in der Mauritius-Mulde auf Station 96 unter 25° 8′ S., 56° 7′ O. schon in 4930 m einen völlig kalkfreien Roten Ton fand, so steht dieses im scharfen Gegensatz zu dem Verhalten des Atlantischen Ozeans. Während von der „Valdivia“ in der Kap-Mulde Roter Ton mit 4 % $CaCO_3$ erst in 5283 m (Station 89 unter 31° 21′ S., 9° 46′ O.) angetroffen wurde, fand sich unmittelbar unter dem Äquator (Station 47 in 0° 10′ S., 8° 32′ W.) noch in 5695 m ein Globigerinenschlamm mit 67 % $CaCO_3$. Noch tiefer scheint die Grenze zwischen Globigerinenschlamm und Rotem Ton in den gemäßigten Teilen des Nordatlantischen Ozeans zu liegen. Denn LOHMANN[356]) beobachtete etwa unter 40° N. und zwischen 45° und 50° W. bei 5798 m, PEAKE[365]) unter 43° 8′ N., 19° 56′ W. bei 5971 m und unter 43° 9′ N., 19° 45′ W. sogar noch bei 6006 m typischen Globigerinenschlamm, im letzteren Falle mit 47,5 % $CaCO_3$. Das ist die größte Tiefe, bei welcher bisher wohl überhaupt Globigerinenschlamm gelotet worden ist. Außerdem besteht aber auch ein Gegensatz zwischen dem westlichen und östlichen Teil des Südatlantischen Ozeans; denn während der „Gauss“ im östlichen Becken unter 18° 36′ S., 5° 9′ W. auf Station 115 in 5430 m noch einen Globigerinenschlamm von 84,9 % $CaCO_3$ lotete, wurde fast auf der gleichen Breite im westlichen Becken (Station 14, 24° 34′ S., 20° 50′ W.) bereits bei 5020 m ein Roter Ton mit nur 1,9 % $CaCO_3$ angetroffen.

Schon MURRAY und PHILIPPI haben eingehend die Frage erörtert, welche Faktoren diese auffallenden Differenzen hervorrufen. Es wäre von

vornherein nicht ausgeschlossen, daß eine ungleichförmige Verteilung des Planktons eine gewisse Rolle hierbei spielen könnte. Radiolarienschlamm fehlt ja dem Atlantischen Ozean fast völlig, während er im Indischen und Stillen Ozean vorkommt. Man könnte daher vielleicht annehmen, daß eine geringere Menge von Kieselsäure-produzierenden Planktonten (im Atlantischen Ozean) jeweils durch eine größere Zahl von kalkabscheidenden ausgeglichen wird. Indessen haben die Untersuchungen von C. Apstein an den Planktonfängen der „Valdivia" ergeben, daß gerade in vielen Teilen des Indischen Ozeans ein äußerst globigerinenreiches Plankton sich vorfindet, während der Atlantische Ozean sich umgekehrt an vielen Stellen als auffallend arm erwies. Besonders interessant ist es, daß auf mehreren subantarktischen Stationen verhältnismäßig sehr viel kalkabscheidende Planktonten nachgewiesen werden konnten, während der Befund der Grundproben auf eine extreme Armut hätte schließen lassen müssen. Hoher Kalkgehalt am Meeresboden sagt also nicht, daß auch das Plankton der höheren Wasserschichten reich an kalkabsondernden Vertretern ist; anderseits kann aber, selbst in mittleren Tiefen, kalkfreier Schlamm vorhanden sein, während das Oberflächenwasser reich an kalkschaligen Planktonten ist. Da diese Divergenz sich gegen die Antarktis zu verstärken scheint, liegt die Vermutung nahe, daß die Temperatur des Meerwassers und die damit zusammenhängende Absorptionsfähigkeit für Gase eine erhebliche Rolle dabei spielt. In dieser Beziehung sind nun die schönen Karten, welche G. Schott im 1. Bande des „Valdivia"-Werkes veröffentlicht hat, äußerst lehrreich. Denn man erkennt aus denselben, daß von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 1000 m das Wasser im Indischen Ozean wärmer ist als im südatlantischen, besonders in dessen von der „Valdivia" befahrenen östlichen Teile. Zwischen 1000 und 2000 m sind die Temperaturen in beiden Meeren nahezu gleich, bei 2000 m wird das Tiefenwasser im Indischen Ozean kälter als im südatlantischen, und diese Differenz verstärkt sich noch mit zunehmender Tiefe. Besonders auffallend ist es aber auch, daß bei 4000 m und darunter der östliche Teil des südatlantischen Ozeans wärmer ist als der westliche. Es wäre nun zunächst denkbar, daß die raschere Kalkauflösung im Indischen Ozean auf das wärmere Oberflächenwasser zurückzuführen ist, da ja der kohlensaure Kalk offenbar in wärmerem Wasser leichter löslich ist als in kälterem. Wahrscheinlicher ist es jedoch, daß die Auflösung hauptsächlich in tieferen Wasserschichten erfolgt und daß deswegen in erster Linie die geringere Temperatur des indischen Tiefenwassers für die Differenz verantwortlich zu machen ist. Von der Temperatur hängt aber die Absorptionsfähigkeit für Gase ab.

Aus der früheren Beschreibung des Roten Tiefseetones geht hervor, daß zwei Vorgänge bei der Entstehung dieser Sedimentart mitein-

ander Hand in Hand gehen dürften: erstens die Überführung des Eisens und Mangans in die höchste Oxydationsstufe und zweitens die mehr oder minder weitgehende, oft völlige Ausmerzung des kohlensauren Kalkes. Es liegt daher der Gedanke nahe, mit MURRAY und PHILIPPI beide Vorgänge auf eine Ursache zurückzuführen und auch für die Kalkauflösung an einen engen Zusammenhang mit einem Oxydationsprozeß zu denken. Die höheren Oxyde des Eisens und Mangans können nur dann existieren, wenn erhebliche Mengen von organischer Substanz nicht vorhanden sind oder, wo solche vorhanden waren, durch rasche und intensive Oxydation zerstört werden. Durch diesen Vorgang werden aber Kohlensäure und Schwefelsäure entwickelt, welche die Lösungsfähigkeit des Meerwassers für kohlensauren Kalk verstärken. So steht die Bildung der höheren Metalloxyde wie auch die Kalkauflösung in engem Zusammenhange mit der Oxydation der organischen Substanz. „Diese Oxydation beruht aber auf dem Sauerstoffgehalt des im wesentlichen aus der Antarktis stammenden Tiefenwassers. Je näher der Antarktis das Tiefenwasser und je kälter es ist, desto größer wird sein Sauerstoffgehalt und dementsprechend seine Oxydierungsfähigkeit sein. Dadurch würde es sich erklären, daß in den subantarktischen Meeren der Grundschlamm, trotz reichlicher Menge kalkabsondernden Planktons, oft schon in recht geringen Tiefen kalkfrei ist.“ Diese schon durch Untersuchung der „Valdivia“-Proben gewonnenen Ergebnisse haben durch die späteren Untersuchungen des „Gauss“ eine vollgültige Bestätigung erfahren. Die Sedimente der antarktischen Packeiszone, welche der „Gauß“ auf 33 Stationen lotete, erwiesen sich in 24 Fällen als völlig kalkfrei; 4 enthielten kohlensauren Kalk nur in Spuren, 4 andere einen Gehalt, der zwischen 1,2% und 5% schwankt, und nur in einer Probe stieg der Kalkgehalt auf 19,4%. Dabei haben die Planktonfänge stets kalkschaliges, besonders globigerinenreiches Plankton ergeben. Es ist nun zwar in einem vorhergehenden Abschnitt wahrscheinlich gemacht worden, daß ein großer Teil des Oberflächenplanktons der antarktischen Packeiszone durch Gezeiten- und Schmelzwasserströme nach außen getrieben wird und erst jenseits der Packeiskante zu Boden sinken kann. So stammt das Planktonmaterial der sporadisch längs der Packeiskante auftretenden Globigerinenschlamme wohl zum größten Teile aus dem eisbedeckten Südpolarmeere; aber ein großer Prozentsatz des kalkigen Oberflächenplanktons dieser Meeresregion dürfte auch bei dem durch die Meeresströmungen ja nur verzögerten und kaum ganz verhinderten Niedersinken durch das sauerstoffhaltige Wasser des antarktischen Meeres in Lösung gehen. Einwandfreiere Schlüsse als das Oberflächenplankton erlaubt aber das kalkabscheidende Benthos der Packeiszone. Dieses ist in seiner Lebenstätigkeit durch den Sauerstoffreichtum des antarktischen Wassers äußerst begünstigt, und so wurde durch gelegent-

liche Dredschezüge eine üppige Fauna von Korallen, Holothurien, Ophiuren, Mollusken, Bryozoen, Brachiopoden, Würmern, welche ihre Wohnröhren teilweise aus Foraminiferen aufbauen, und anderen kalkabscheidenden Tieren mehr zutage gefördert. Gleichzeitig gelotete Grundproben erwiesen sich aber als völlig kalkfrei (z. B. „Gauss"-Station 82). Strömungen kommen in den über 2000 m tiefen Meeresschichten nur noch insofern in Betracht, als sie das Tiefenwasser verhältnismäßig rasch erneuern und auf diesem Wege die Kalkauflösung begünstigen. Eine mechanische Wegführung größerer Organismenreste, wie Korallen, Mollusken- oder Brachiopodenschalen, können sie nicht vollführen; sonst würden sie vor allem das feine klastische Material beseitigen, welches die Ablagerungen dieser Meeresregionen zum größten Teile zusammensetzt. „Wenn also" — so schließt PHILIPPI — „am Meeresgrunde in der antarktischen Packeiszone in großen Mengen kalkabscheidende Benthostiere leben, wenn aber von ihren Resten so gut wie nichts in das Bodensediment übergeht, so erscheint nur ein einziger Schluß möglich: daß die Kalkabscheidungen der benthonischen Fauna sehr bald nach dem Absterben der Tiere in Lösung gehen". Kann man diesen Erörterungen bis hierhin unbedenklich folgen, so können wir doch Zweifel nicht unterdrücken, wenn MURRAY-PHILIPPI und PHILIPPI angenommen haben, daß das eiskalte Wasser der größten Meerestiefen, das sich zum größten Teile aus der Antarktis ableiten läßt, seine kalklösende Einwirkung, wenn auch in sehr abgeschwächtem Maße, noch auf der nördlichen Halbkugel geltend macht, auf welche es bei der breiten Kommunikation der drei Weltmeere mit den antarktischen Gewässern in gewaltiger Menge übertritt. Sie schlossen dieses aus den bedeutenden Tiefen, in welchen im Nordatlantischen Ozean noch typische Globigerinenschlamme angetroffen werden. Wenn wir nun nach den lichtvollen Ausführungen von G. SCHOTT im „Valdivia"-Werk und in seiner klassischen „Geographie des Atlantischen Ozeans" auch nicht daran zweifeln können, daß antarktisches Tiefenwasser in säkularem Laufe bis über den Äquator hinaus auf die nördliche Halbkugel gelangt und sowohl seine infolge der inneren Erdwärme allmählich abnehmende Kälte, wie auch seinen geringeren Salz- und höheren Sauerstoffgehalt mitbringt, so können wir uns doch nicht entschließen, jenen Vorgang der Kalkauflösung auch noch für höhere nördliche Breiten als sehr wesentlich anzuerkennen, weil die Tiefengrenze zwischen Globigerinenschlamm und Rotem Ton in den verschiedenen Teilen des Atlantischen Ozeans nicht die Lage besitzt, welche man danach annehmen sollte, nämlich im Süden hoch, im Gebiete des Äquators in mittlerer Lage und im nordatlantischen Ozean tief. Denn ordnen wir, wie der Verf. es getan hat, die größten Tiefen, in denen im Atlantischen Ozean Globigerinenschlamm, mit den geringsten Tiefen, in welchen Roter Ton angetroffen

wurde, für die einzelnen Zonen von 10 zu 10 Breitengraden zusammen, dann ergibt sich zwar in 40° bis 50° N.-Breite die größte Tiefenlage für die Grenze dieser beiden Sedimente, aber in den übrigen 10°-Zonen geht diese Grenze ohne erkennbare Regelmäßigkeit hin und her, ohne das nach jener Theorie zu fordernde konstante Ansteigen nach Süden erkennen zu lassen. Eine größere Regelmäßigkeit aber zeigen die Kurven des Kalkgehaltes, welche wir für die Globigerinenschlamme (Fig. 101 auf S. 308) und Roten Tone des Atlantischen Ozeans entworfen haben, und zwar unter Zusammenfassung der einzelnen Breitenzonen von 10 zu 10° und unter Auseinanderhaltung der Tiefen von 1000 zu 1000 m. Wir fügen zunächst zur Ergänzung der früher (S. 304—307) für den Kalkgehalt der atlantischen Globigerinenschlamme gegebenen Tabellen auf S. 412 die Kalkgehaltstabelle für die atlantischen Roten Tone hinzu und schließen die daraus abgeleiteten Kurven (Fig. 131) an.

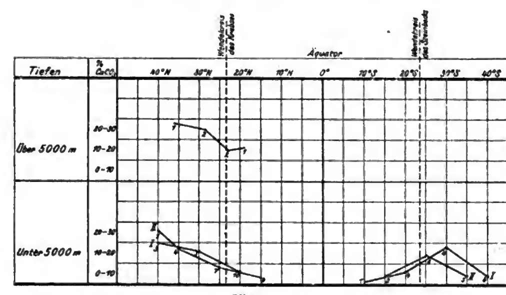



Fig. 131.

**Kurven der Durchschnitte der Prozentgehalte an $CaCO_3$ der Roten Tone des Atlantischen Ozeans (Grundproben des „Challenger", der „Gazelle", der „Valdivia", des „Gauss" und der „Britannia" [partim]). (Die Kurven, welche die Durchschnittszahlen von 10 zu 10° Breite verbinden, sind mit I, diejenigen, welche sich auf die Durchschnittszahlen von 5 zu 5° Breite beziehen, mit II bezeichnet. Die arabischen Zahlen unter, bezw. neben den Kurven geben die Anzahl der zur Berechnung der Durchschnitte verwendeten Proben an.)**

Die für die atlantischen Globigerinenschlamme gefundenen Kurven wurden bereits in einem früheren Abschnitte eingehender diskutiert und ausgeführt, daß als Hauptfaktor für die Höhe des Kalkgehaltes derselben ganz offenbar die Verbreitung des kalkschaligen Planktons, vor allem der Globigerinen, sowie anderen pelagischen Foraminiferen und sodann auch der Coccolithophoriden, zu gelten hat. Das gilt zunächst für die geringeren Tiefen (2000—4000 m). In den Tiefen von 4000 bis

**Tabelle der Kalkgehalte der Roten Tone des Atlantischen Ozeans**

| | Breite | Länge | Station | Tiefe in m | % Kalkgehalt | % Kalkgehalt der Proben zwischen 5000 und 6000 m | % Kalkgehalt zwischen 5000 und 6000 m im Durchschnitt der 10°-Zone |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 40° 19′ N. | 56° 34′ W. | Britannia 120 | 5442 | 26 | 26 | |
| 30–40° N. | 39° 57′ N. | 62° 15′ W. | Britannia 132 | 5405 | 22 | 22 | 17 |
| | 36° 33′ N. | 47° 58′ W. | Challenger 65 | 4938 | 28 | | |
| | 35° 7′ N. | 52° 32′ W. | „ 62 | 5259 | 11 | 11 | |
| | 34° 54′ N. | 56° 38′ W. | „ 61 | 5212 | 8 | 8 | |
| | 34° 3′ N. | 67° 32′ W. | „ 39 | 5212 | 28 | 28 | |
| 20–30° N. | 29° 5′ N. | 65° 1′ W. | Challenger 30 | 4755 | 29 | | |
| | 27° 49′ N. | 64° 59′ W. | „ 29 | 4938 | 22 | | |
| | 26° 21′ N. | 33° 37′ W. | „ 353 | 5423 | 11 | 11 | 8 |
| | 24° 39′ N. | 65° 25′ W. | „ 28 | 5212 | 19 | 19 | |
| | 24° 20′ N. | 24° 28′ W. | „ 5 | 5011 | 12 | 12 | |
| | 23° 23′ N. | 31° 31′ W. | „ 7 | 5029 | 4 | 4 | |
| | 23° 23′ N. | 35° 11′ W. | „ 9 | 5761 | 3 | 3 | |
| | 23° 12′ N. | 32° 56′ W. | „ 8 | 4938 | 16 | | |
| | 23° 10′ N. | 38° 42′ W. | „ 10 | 4974 | 13 | | |
| | 22° 49′ N. | 65° 19′ W. | „ 27 | 5413 | 3 | 3 | |
| | 21° 26′ N. | 65° 16′ W. | „ 26 | 5121 | 6 | 6 | |
| 10–20° N. | 19° 41′ N. | 65° 7′ W. | Challenger 25 | 7087 | 7 | 7 | 4 |
| | 19° 41′ N. | 55° 13′ W. | „ 18 | 4846 | 16 | | |
| | 19° 15′ N. | 57° 47′ W. | „ 19 | 5486 | 1 | 1 | |
| | 18° 56′ N. | 59° 35′ W. | „ 20 | 5441 | 4 | 4 | |
| | 18° 54′ N. | 61° 28′ W. | „ 21 | 5533 | 2 | 2 | |
| 0–10° S. | 0° 11′ S. | 18° 16′ W. | Gauss 4 | 7230 | 0 (47) | | — |
| 10–20° S. | 13° 45′ S. | 25° 41′ W. | Gazelle 159 | 5618 | 1 | 1 | 4 |
| | 15° 8′ S. | 19° 31′ W. | Gauss 11 | 5320 | 7 (0) | 7 | |
| 20–30° S. | 22° 23′ S. | 25° 27′ W. | Gazelle 158 | 5170 | 1 | 1 | 14 |
| | 23° 34′ S. | 20° 50′ W. | Gauss 14 | 5020 | 2 ( 0) | 2 | |
| | 24° 56′ S. | 1° 17′ W. | „ 112 | 5630 | 15 ( 0) | 15 | |
| | 28° 28′ S. | 5° 29′ O. | „ 106 | 5190 | 22 ( 0) | 22 | |
| | 28° 33′ S. | 4° 22′ O. | „ 107 | 5080 | 19 (82) | 19 | |
| | 29° 7′ S. | 8° 47′ O. | „ 105 | 5220 | 27 ( 0) | 27 | |
| 30–40° S. | 31° 21′ S. | 9° 46′ O. | Valdivia 89 | 5283 | 4 | 4 | 4 |
| | 35° 31′ S. | 5° 48′ O. | Gauss 27 | 5200 | 7 (27) | 7 | |
| | 35° 39′ S. | 8° 15′ O. | „ 28 | 5210 | 9 ( 0) | 9 | |
| | 36° 22′ S. | 8° 12′ O. | Challenger 138 | 4846 | 26 | | |
| | 36° 48′ S. | 42° 45′ W. | „ 327 | 5303 | 0 | 0 | |
| | 37° 31′ S. | 36° 7′ W. | „ 329 | 4893 | 1 | | |
| | 37° 38′ S. | 39° 36′ W. | „ 328 | 5303 | 0 | 0 | |
| | 37° 45′ S. | 33° 0′ W. | „ 330 | 4462 | 10 | | |

5000 m überragt das äquatoriale Maximum des Kalkgehaltes bereits das jenseits der Wendekreise gelegene nördliche und südliche Maximum, und dieses Überragen tritt noch mehr in den Tiefen unterhalb 5000 m in Erscheinung. Hieraus scheint sich zu ergeben, daß unter dem Äquator die Fülle des kalkschaligen Planktons sich selbst noch in den großen Tiefen bemerkbar macht, während jenseits der Wendekreise andere Faktoren störend eingreifen. Daß Strömungen als Regulierer des Absinkens der winzigen Hartgebilde der Coccolithophoriden insofern eine negative Rolle spielen, als sie das Absinken derselben mehr oder weniger hintanhalten, wurde ebenfalls früher bereits ausgeführt; daher vielleicht das Zusammenfallen der außerhalb der Wendekreise gelegenen Maxima in den Tiefen von 2000—4000 m mit den „Roßbreiten". Der Einfluß der Tiefe aber ergibt sich eindeutig, wenn wir die Lage der beiden äußeren Maxima und der subäquatorialen Minima für die einzelnen Tiefen von 1000 zu 1000 m miteinander vergleichen, wobei wir wieder wegen der störenden chersogenen Einflüsse die Tiefen von 2000—3000 m außer Acht lassen müssen.

| | Lage der Maxima % | Lage der Minima des Kalkgehaltes % |
|---|---|---|
| in 3000—4000 m | 70—80 | 50—60 |
| in 4000—5000 m | 60—70 | 40—50 |
| unter 5000 m | 40—50 | 30—40 |

Wenn also auch unter dem Äquator die Tiefenauflösung des kohlensauren Kalkes nicht so sehr in Erscheinung tritt, so läßt sie sich doch für die mittleren Breiten des Atlantischen Ozeans auf beiden Halbkugeln nicht mehr hinwegdiskutieren, denn die Tabelle zeigt unzweideutig das konstante Sinken sowohl der Maxima, wie der Minima des Kalkgehaltes mit wachsender Tiefe. Man wird aber nicht behaupten wollen, daß dieses eine Stütze jener Anschauung wäre, nach welcher antarktisches Tiefenwasser mit seinem Sauerstoffgehalt und seiner Produktionskraft für auflösende Kohlensäure bis über den Äquator hinaus wirken[41]) und seine auflösende Wirkung allmählich mit der wachsenden Entfernung von seinem Ursprungsort und abnehmendem Sauerstoffgehalt verlieren soll. Jedenfalls läßt sich soviel sagen, daß dieser Faktor als Regulierer des Kalkgehaltes gegenüber den bereits genannten nicht in Erscheinung tritt und erst in allerletzter Linie zur Erklärung herangezogen werden sollte.

Durchaus dieselben Schlüsse ergeben sich aber bei Diskussion der in gleicher Weise für die atlantischen Roten Tone entworfenen Kurven. Zwar sind diese nur für Tiefen über und für Tiefen unter 5000 m gezeichneten beiden Kurven wegen der geringen Anzahl der zur Ver-

fügung stehenden Proben nicht so vollständig, wie die für die Globigerinenschlamme entworfenen, aber auch sie zeigen nicht den Verlauf, welchen man erwarten sollte, wenn dem antarktischen Tiefenwasser jener überragende Anteil an der Kalkauflösung zukäme, den PHILIPPI demselben zuschreiben wollte. Wohl zeigen auch unter den berücksichtigten Proben die zwischen 30° und 40° N. geloteten Roten Tone die höchsten, zwischen 20 und 30% liegenden Kalkgehalte, wodurch sie sich dem Globigerinenschlamm nähern, im Ganzen genommen aber wird man für die offenen Ozeane sagen dürfen, daß nicht der Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers, sondern — neben dem weiten Wege, den die absinkenden Planktonreste bis zum Tiefseeboden zurücklegen müssen — vor allem der Druck, welcher auf den tieferen Wasserschichten ruht und die Lösungsfähigkeit des Meerwassers befördern muß, dafür verantwortlich zu machen ist, wenn wir in mittleren Breiten mit zunehmender Tiefe den kalkreichen Globigerinenschlamm dem kalkarmen oder -freien Roten Ton Platz machen sehen. Daß in der Antarktis das kalte, sauerstoff- und kohlensäurereiche Meerwasser intensive Kalkauflösung hervorruft, wird natürlich durch alles dieses nicht berührt. Die hohen Kalkgehalte der Roten Tone, bezw. das tiefe Hinabgehen typischer Globigerinenschlamme in gewissen Teilen des nordatlantischen Ozeans werden weiterer Aufklärung bedürfen, wie wir überhaupt hoffen müssen, daß unsere diesbezügliche, erst in den Anfängen stehende Erkenntnis durch weitere Untersuchungen der ozeanographischen Verhältnisse als Faktoren der Sedimentbildung erweitert werde. Möglicherweise ist jenes tiefe Hinabreichen kalkreicher Sedimente zwischen 40 und 50° N.-Breite lediglich lokal bedingt; denn hier befinden wir uns, wenigstens im westlichen Teile des Ozeans, in Gebieten starker und häufiger Temperaturschwankungen, welche durch Unregelmäßigkeiten im Verlaufe des Golfstromes und eine Durchdringung desselben mit kalten Gewässern des Nordens hervorgerufen werden, so daß die Amerikaner von einer „Bänderung“ dieses Meeresstromes sprechen konnten. So beobachtete der Kabeldampfer „von Podbielski“ nach LOHMANN Anfang Juni „einmal kaltes Wasser von nur 6° C. (etwa 48° Länge), zweimal von 12,5°—13,0° C. und einmal von 16° C. zwischen dem warmen, unvermischten Golfstromwasser von 18°—22° C.. Am 7. und 8. Juni fuhren wir“ — so berichtet derselbe Autor — „von 48° 45′ bis 50° 25′ westl. Länge unausgesetzt durch Wasser von 6°—15,5° C., am 10. Juni von 57° 33′ bis 61° 12′ durch solches von 12,5°—16,0° C.. Auf der Rückfahrt in der zweiten Hälfte des Monats wurde zwar fünfmal kaltes Wasser durchschnitten, aber die Abkühlung war bereits erheblich geringer und erreichte im Maximum nur 12,5° C.; auch war die Ausdehnung des kalten Wassers meist kleiner, nur am 25. Juni, fast in derselben Gegend, wo auch auf der Hinreise das kalte Wasser die größte Ausdehnung zeigte, fuhren wir von 56° 55′

bis 60° 10′ westl. Länge durch 16°—17° kühles Wasser. Das unvermischte Golfstromwasser hatte jetzt 20°—26° C.“. Derartige Temperaturschwankungen müssen nun aber ein starkes Absterben von Plankton[442]) hervorrufen, und so würde es sich leicht erklären, daß in diesen Gebieten die ungeheure Fülle hinabsinkender Kalkreste trotz der Tiefenauflösung sich noch in Tiefen bemerkbar macht, in welchen in gar nicht großem Abstande normaler Roter Ton sich bildet.

2. Verstärkung der normalen Lösungsfähigkeit des Meerwassers durch vulkanisch (?) gefördertes Kohlendioxyd

Möglicherweise werden für die Kalkauflösung außer den genannten aber auch noch andere Faktoren von Wirksamkeit; denn darauf weisen vielleicht die Feststellungen hin, welche O. B. Böggild neuestens an den von der „Siboga“ in zwei Tiefenbecken des Australasiatischen Mittelmeeres, und zwar in Banda- und Celebes-See, erbeuteten Grundproben machen konnte. In früheren Abschnitten ist bereits zweimal auf diese Verhältnisse hingewiesen worden, zuletzt bei Behandlung der Roten Tiefseetone, denen Böggild die Sedimente der zentralen Teile jener beiden tiefen Versenkungsbecken gleichgestellt hat. Wir besprechen zunächst die Tatsachen.

Die Sedimentproben, welche die „Siboga“-Expedition in der Bandasee aus Tiefen von ca. 4000 m und mehr heraufholte, erwiesen sich durchweg als ganz kalkfrei. Das ist um so auffallender, als selbst alle Proben in geringeren Tiefen, in welchen chersogene Komponente im Übermaß vorhanden ist, doch wenigstens 1 oder einige % $CaCO_3$ enthielten, während in nördlicheren Meeren Proben, welche in unmittelbarer Nähe des Landes genommen werden, ja häufiger vollkommen kalkfrei sind; ein Gegensatz, welcher ganz offenbar auf die reichlichere Kalkausscheidung durch Pflanzen und Tiere in tropischen Meeren zurückzuführen ist. Das Verhältnis von Kalkgehalt und Tiefe für die Sedimente des Australasiatischen Mittelmeeres ist aus folgender Tabelle zu ersehen, in welcher auch die in dieses Gebiet (ausgenommen die Chinasee) fallenden Proben des „Challenger“ mit berücksichtigt worden sind.

| Tiefe in m | Anzahl der Proben | % $CaCO_3$ im Mittel |
|---|---|---|
| 0—500 | 26 | 43,2 |
| 500—1000 | 16 | 38,0 |
| 1000—1500 | 12 | 31,2 |
| 1500—2000 | 10 | 32,2 |
| 2000—2500 | 11 | 24,0 |
| 2500—3000 | 9 | 25,7 |
| 3000—3500 | 4 | 23,6 |
| 3500—4000 | 4 | 8,4 |
| > 4000 | 14 | 2,1 |

Im Ganzen sinkt also der Kalkgehalt recht regelmäßig mit der Tiefe, erst allmählich, unterhalb von 3500 m aber sehr stark. Im Vergleich mit den Proben des „Challenger" aus anderen Teilen des Weltmeeres ist die Kalkmenge im Ganzen verhältnismäßig gering, was durch reichliches Vorhandensein chersogener Bestandteile infolge großer Landnähe hinreichend erklärt wird. Sehr auffällig ist aber das Verhältnis zwischen Kalkgehalt und Tiefe, wenn man nur die Proben aus mehr als 4000 m Tiefe berücksichtigt. Diese sind meistens vollkommen kalkfrei, und das Mittel beträgt, wie die Tabelle angibt, 2,1%. Dagegen zeigen sämtliche 183 Proben des „Challenger", welche aus mehr als 4000 m Tiefe stammen, einen mittleren Kalkgehalt von 26,51%, und „hier ist" — so schreibt BÖGGILD mit Recht — „der Unterschied so groß, daß er nicht allein durch die geringe Ablagerung von terrigenem Material in den Ozeanen erklärt werden kann. Man muß hier zugleich schließen, daß die kalklösende Fähigkeit des Meerwassers in den eingeschlossenen Bassins zwischen den Inseln des Archipels größer ist als in den offenen Ozeanen." Der Übergang der kalkhaltigen in die kalkfreien Sedimente ist besonders dort auffällig, wo Globigerinenschlamm die geringeren Tiefen oberhalb 4000 m einnimmt, aber auch in den Gebieten, die an Stelle desselben blauen oder vulkanischen Schlick tragen, ist der Unterschied in hohem Grade merkbar. Nehmen wir eine der Proben, welche südlich von Ceram aus ca. 5000 m stammend doch 12,8% $CaCO_3$ enthält, aus, so enthalten die übrigen Proben aus mehr als 4000 m sogar nur 1,3%. Die deutlich mit 3500 m beginnende Kalkauflösung nimmt also unterhalb 4000 m rapide zu. Es fragt sich, wie diese Verhältnisse zu erklären sind.

Die beiden tiefen Becken des Australasiatischen Mittelmeeres, in welchen die „Siboga" diese wichtigen Feststellungen machte, Banda- und Celebes-See, sind vom offenen Ozeane durch untermeerische Rücken abgesperrt. Dieses bedingt relativ hohe Bodentemperaturen. In der bis 6500 m tiefen Banda-See ist die gesamte Wassermasse unterhalb von 1650 m mit 3,3° C. homotherm, während das über 5000 m tiefe Celebes-Becken bei rund 1500 m Tiefe mit 3,67° C. Homothermie erkennen läßt. Falls dem Faktor der Kalkauflösung, welchen PHILIPPI besonders betonte, nämlich der Wirkung der kalten, antarktischen Tiefenwässer, wirklich jene überragende Bedeutung zukäme, sollte man eigentlich erwarten, daß in diesen tiefen und relativ warmen Becken die Obergrenze der kalkfreien Sedimente in besonders großer Tiefe läge, bezw. eine Kalkauflösung gar nicht in Erscheinung träte. Wenn man nun sieht, daß die Tiefe, in welcher diese Grenze erreicht wird, hier in Wirklichkeit bedeutend geringer ist, als in den offenen Ozeanen, so ist die Schlußfolgerung gerechtfertigt, daß das von der Kommunikation mit dem kalten Tiefenwasser der offenen Ozeane abgesperrte Bodenwasser jener

Becken seine Kohlensäure aus anderen Quellen bezieht als aus der von PHILIPPI angenommenen. Welche Quellen dieses sind, darüber können zurzeit nur Vermutungen ausgesprochen werden. Daß auf dem Wege der Diffusion (auch unter Vermittlung von zu Boden sinkenden Trübungen) von der Atmosphäre her durch die oberen Wasserschichten hindurch Kohlensäure oder (bezw. und) Sauerstoff, durch dessen Wirkung auf verwesende organische Substanzen Kohlensäure gebildet werden könnte, die tieferen Wasserschichten dieser Tiefenbecken in besonders reichem Maße durchdringen sollten, oder daß Konvektion eine Anreicherung gerade der Tiefen an solchen Gasen bewirken sollte, ist nicht sehr wahrscheinlich. Auch Zufuhr durch Flußwasser, welche in geringem Maße sicher stattfindet, kann nicht von entscheidender Bedeutung sein, da ebenfalls nicht einzusehen ist, daß hiervon gerade die bedeutendsten Tiefen betroffen werden sollten. Endlich entzieht es sich vorläufig auch noch unserer Kenntnis, ob etwa eine besonders starke Vermehrung der Kohlensäure durch Ausatmung des animalischen Planktons in Frage kommen könnte, wie eine solche gleichzeitig mit einer Abnahme des Sauerstoffs in stagnierenden Gewässern z. B. der Tiefenbecken der Ostsee und des Skagerraks nachgewiesen worden ist[443]). So bleibt denn als mögliche, lokale Ursache der intensiven Kalkauflösung in den tiefen Einsenkungen von Banda- und Celebes-See, für welche die Vorbedingung gegeben wäre, die Förderung von Kohlensäure durch submarine Vulkane, deren Vorhandensein in diesen Regionen ja nicht zu bezweifeln ist. Daß Sauerstoff an der Kohlensäure-Schaffung nicht wesentlich beteiligt ist, dafür dürfte die Färbung der kalkarmen oder gänzlich kalkfreien Sedimente jener Tiefenbecken sprechen, welche ja als meistens grau, für die Oberschichten auch als blau angegeben wird. Leider müssen wir zur genaueren Nachprüfung dieser Frage chemische Analysen entbehren. Die Annahme submariner Kohlensäureförderung als Ursache der Bildung kalkarmer, aber durch organische Stoffe dunkelgefärbter Gesteine ist u. W. zuerst von E. KOKEN[444]) für gewisse karbonische Gesteine ausgesprochen worden. Die durch die Lotungen der „Siboga" und die anschließenden Untersuchungen von BÖGGILD festgestellten Verhältnisse von Banda- und Celebes-See, Teilen eines Mittelmeeres, welches wir als eine rezente Wiederholung oder Fortsetzung einer alten Geosynklinale betrachten dürfen, bilden in der Tat möglicherweise ein aktuelles Beispiel für jene Verhältnisse vergangener Zeiten.

Während übrigens die obere Grenze für die kalkfreien Sedimente in der Banda-See ziemlich genau zu 4000 m angegeben werden kann, ist diese Bestimmung wegen der geringen Anzahl der vorliegenden Bodenproben in der Celebes-See nicht mit der gleichen Schärfe möglich. Zwar liegt aus dem westlichen Teile derselben eine völlig kalkfreie Probe aus 3975 m vor; doch ist es sehr wohl möglich, daß die Kalk-

auflösung in diesem Tiefenbecken bereits in viel geringeren Tiefen einsetzt.

**Schlußbemerkungen über die Kalkauflösung durch das Meerwasser der Tiefsee**

Allen diesen verschiedenen Möglichkeiten der Erklärung der Kalkauflösung, in den Tiefen des offenen Ozeans sowohl wie in vulkanreichen Versenkungsbecken der Mittelmeere, ist aber eines gemeinsam: nämlich die Erhöhung der Lösungsfähigkeit des Meerwassers durch Lieferung freier Kohlensäure, in geringerem Umfange vielleicht auch von Schwefelsäure. Zwar kann man nach GEBBING bei der alkalischen Reaktion des Meerwassers nur bedingt von freier Kohlensäure in demselben sprechen, doch wird man der bei der Verwesung von organischer Substanz in statu nascendi befindlichen Kohlensäure eine lösende Wirkung nicht absprechen dürfen; diese Verwesung erfolgt aber teilweise offenbar schon während des Absinkens der Planktonleichen. Speziell die hierbei entstehende Kohlensäure sollte nach MURRAY und RENARD folgenden chemischen Prozessen ihre Bildung verdanken: Die organischen Stoffe entziehen Sulfaten des Meerwassers den Sauerstoff unter Bildung von Sulfiden und Kohlensäure. Die beiden letzteren Stoffe setzen sich miteinander um zu Karbonaten und Schwefelwasserstoff. Durch den im Meerwasser gelösten Sauerstoff wird der Schwefelwasserstoff zu Schwefelsäure oxydiert, die sich wiederum mit den Karbonaten zu Sulfaten und Kohlensäure umsetzt. In die Sprache der Chemie übersetzt, würden folgende Formeln dieses veranschaulichen:

$$CaSO_4 + 2C = 2CO_2 + CaS;$$
$$CO_2 + CaS + H_2O = H_2S + CaCO_3;$$
$$H_2S + CaCO_3 + 2O_2 = H_2SO_4 + CaCO_3 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O.$$

Die Annahme dieses Umweges zur Bildung der Kohlensäure aus organischen Stoffen scheint uns mit GEBBING doch einige Bedenken zu haben. Schwefelwasserstoff wird zwar durch Sauerstoff oxydiert, aber nicht zu Schwefelsäure, sondern nur zu Schwefel. Selbst so starke Oxydationsmittel, wie Salpetersäure, oxydieren Schwefelwasserstoff erst bei längerer Einwirkung zu Schwefelsäure, nachdem sich zuerst Schwefel gebildet hat. Sauerstoff allein kann niemals bei gewöhnlicher Temperatur eine derartig kräftige Oxydationswirkung haben. Solange überhaupt Sauerstoff im Meerwasser vorhanden ist, ist es durchaus unnötig, Sulfate zur Erklärung der Oxydation von organischen Stoffen zu Hilfe zu nehmen. Die abgestorbenen Organismen verwesen vielmehr unter Einwirkung des Sauerstoffs direkt zu Kohlensäure. Schwefelwasserstoff entsteht erst, wie schon früher ausgeführt wurde, wenn Sauerstoff nicht mehr in genügender Menge vorhanden ist.

Mit Recht hat KRÜMMEL bei Erörterung der Kalkauflösung durch das ozeanische Tiefenwasser die Frage aufgeworfen, was aus dem in

der Tiefe so stetig vermehrten Kalkkarbonat werde: „Wird ozeanisches Oberflächenwasser daraufhin analysiert, so zeigen sich darin nur sehr geringe Mengen, und soweit die bisher allerdings nicht an frischem Material ausgeführten Analysen reichen, ist auch der Zuwachs an gelöstem Kalk im Bodenwasser der Ozeane nur sehr gering gesteigert gegenüber dem Gehalt der Oberflächenschichten. Nach DITTMAR ist die Alkalinität auf das Hundert aller gelösten Salze gerechnet im Oberflächenwasser 146 mg, im Bodenwasser 152 mg. Dabei werden doch auch viele am Boden der größten Meerestiefen lebende kalkabscheidende Tiere im Sediment nicht konserviert, sondern verschwinden vollständig, und obendrein wird von MURRAY und RENARD darauf hingewiesen, daß sich diese benthonischen Formen, ebenso wie die auch im kalten Wasser höherer Breiten lebenden Tiere überhaupt, durch sehr schwache Kalkgerüste oder -schalen auszeichnen, während die Bewohner tropisch warmer Wasserschichten stets mit kräftig entwickelten Skeletten oder Gehäusen versehen sind. Wo bleibt der in jenen kalten Tiefen stetig aufgelöste Kalk? In irgend einer Form muß er den in den Oberschichten besonders reichlich gedeihenden Planktonorganismen und dem Benthos der Flachsee wieder zugeführt werden, und zwar so rasch und gründlich, daß der Anteil des kohlensauren Kalks an den überhaupt im Seewasser gelösten Salzen nirgends wesentlich geändert erscheint. Die Aufhellung dieses noch dunklen Vorgangs ist dringend zu wünschen."

## γ) Die „Tiefseesande"

### Einleitendes über den Begriff „Tiefseesand"

An dieser Stelle möchten wir die Beschreibung einer Anzahl merkwürdiger Ablagerungen anschließen, welche sich einstweilen nur schwer einer der früher beschriebenen Sedimentarten einordnen lassen. Das wird sofort verständlich werden, wenn wir vorausschicken, daß es sich um „Tiefseesande von litoralem Habitus" handelt, also um Ablagerungen, welche in merkwürdigerweise Eigenschaften von Sedimentarten miteinander vereinigen, welche unter normalen Umständen nicht einmal nebeneinander liegend und allmählich ineinander übergehend gefunden werden. Skeptiker mögen sagen, daß dem Vorkommen solcher Ablagerungen auch im System Rechnung zu tragen wäre. Ohne uns schon an dieser Stelle mit dieser an sich nebensächlicheren Frage zu beschäftigen, ist es hier vielmehr zunächst unsere Aufgabe eine Erklärung dieser Tiefseesande zu geben, zumal dieselben eine sehr eigenartige regionale Verbreitung erkennen lassen. Zuerst hat wohl VON GÜMBEL einen solchen Tiefseesand, der fast nur aus vollständig abgerundeten Quarzkörnern bis zu 1 mm Dicke bestand, von der „Gazelle"-Station 26 nördlich von Ascension in 4° 9′ S., 15° 1′ W. aus 3931 m beschrieben. Aber erst neuerdings ist

die Aufmerksamkeit besonders auf diese Sedimente gelenkt worden, als in kurzer Aufeinanderfolge erst die „Valdivia“ und dann besonders der „Gauss“ solche Ablagerungen an gewissen Punkten des Südatlantischen, aber auch des Indischen Ozeans auffanden. Dieses hat in der Folge zu weitgehenden Schlüssen, insbesondere auf tektonische Bewegungen des Meeresbodens, geführt; und mit diesen Folgerungen werden wir uns nach kurzer Darstellung der tatsächlichen Befunde deshalb noch besonders beschäftigen müssen, weil sie auch auf anderem Wege gefundenen Schlüssen entgegenkommen und diese stützen.

### Zusammensetzung und geographische Verbreitung der Tiefseesande

Unter „kontinentalen Mineralien“ verstand der „Challenger“-Bericht diejenigen, welche vorwiegend ältere Massengesteine und Kristalline Schiefer aufbauen; denn solche Gesteine nehmen in hervorragender Weise an der Zusammensetzung der Kontinente, insbesondere deren ältesten, kristallinen Kernen teil, während sie den ozeanischen Inseln meist fehlen. Diese werden im Gegenteil weitaus vorwiegend von jungvulkanischen Gesteinen oder jungen organogenen Kalken gebildet[284]). Wenn sich also am Boden der küstenfernen Tiefsee Mineralkörner in nennenswerter Menge anhäufen, so sind im allgemeinen nur Komponenten jungvulkanischer Gesteine zu erwarten, welche entweder von ozeanischen Inseln abstammen oder durch submarine Vulkanausbrüche über den Meeresboden zerstreut wurden; und dieser Erwartung entspricht in der Tat die allergrößte Zahl der bisher überhaupt untersuchten Tiefsee-Sedimente. Um so auffallender ist es, wenn in ganz bestimmten Regionen des Südatlantischen Ozeans (Fig. 132) und der „atlantischen“ Hälfte des Indischen Ozeans „kontinentale“ Mineralkörner in solch' großen Mengen auftreten, daß man von sandigen Sedimenten sprechen muß, welche trotz großer Tiefe und Entfernung von der Küste an Litoralablagerungen erinnern.

Den ersten dieser merkwürdigen Tiefseesande fand der „Gauss“ auf seiner Station 4 in der von ihm wieder aufgefundenen und endgültig festgelegten „Romanche-Tiefe“ unter 0° 11′ S., 18° 16′ W. in 7230 m. Die Grundprobe besaß eine Länge von 46 cm und ließ deutlich 5 verschiedene Schichten unterscheiden. Diese nach Philippi interessanteste vom „Gauss“ überhaupt gelotete Grundprobe zeigte von oben nach unten in feuchtem Zustande folgendes Profil:

V. Hellrötlich-brauner, sandiger Roter Ton ohne Kalkgehalt, von dunkleren Bändern und Schlieren durchzogen. 13 cm.

IV. Bräunlichgrauer, oben noch ziemlich sandreicher, unten sandarmer Ton, kalkfrei, mit einem etwa 4 mm starken, braungelben Sandbande. 12 cm.

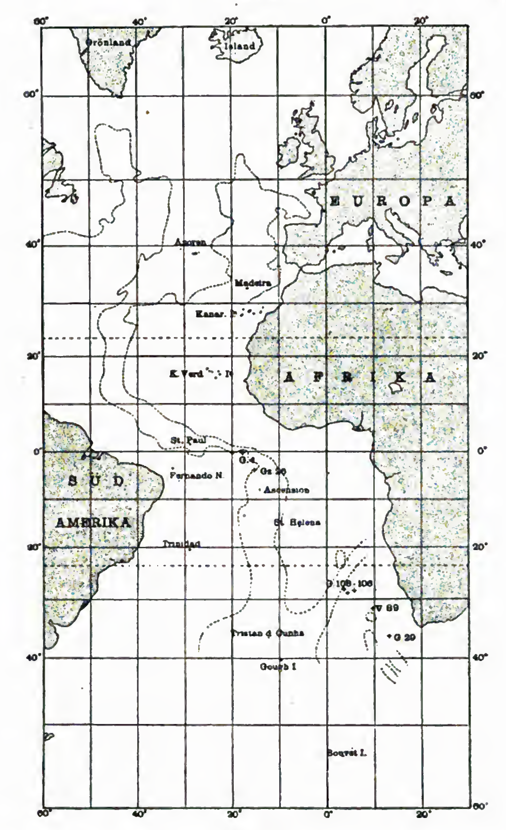



Fig. 132.

Umrißkarte des Atlantischen Ozeans mit Angabe der durch Kreuze bezeichneten Fundorte von Tiefseesanden. Nach E. PHILIPPI aus K. ANDRÉE, Über die Bedingungen der Gebirgsbildung, 1914, S. 87, Fig. 14. — (Die gestrichelten Linien deuten die Lage submariner Erhebungen — Mittelatlantische Schwelle, Walfischrücken usw. — an. G 4 bedeutet: „Gauss"-Station Nr. 4, Gz: „Gazelle"-, V: „Valdivia"-Station.)

III. Graubrauner, nahezu sandfreier, kalkfreier Ton mit helleren und dunkleren Streifen. 7,7 cm.

II. Dunkelrauchgrauer, anscheinend homogener Ton, fast ohne Mineralkörner und kalkfrei. 11 cm.

I. Hellgrauer Globigerinenschlamm mit 47,2% Kalkgehalt. 1,8 cm.

Der obere Teil dieser Grundprobe war ein zäher, wasserdurchtränkter Tonschlamm, der untere Teil enthielt wenig Wasser. Während wir dem in dieser Grundprobe in Erscheinung tretenden Vorkommen von Globigerinenschlamm unter einer über 40 cm dicken Schicht von völlig kalkfreiem Sediment noch in einem folgenden Abschnitt unsere Aufmerksamkeit schenken werden, und wir hier auch nur kurz darauf hinweisen wollen, daß die dunkelbraune oder schwärzliche Färbung der Tonsubstanz in den mittleren und unteren Teilen viel mehr an feinste Flußtrübe als an Roten Tiefseeton erinnert, interessiert uns zunächst vor allem der reiche Gehalt an vorherrschend kontinentalen Mineralkörnern in den oberen Teilen der Probe. Neben vorwiegenden Körnern von Plagioklas und einem rhombischen Pyroxen, meist Hypersthen, traten auf: Hornblende in verschiedenen Varietäten, Augit, Biotit, Chlorit, wenig Quarz und Glaukonit, Magnetit, Titanmagneteisen, faseriger Bastit. Reinisch, der diese Bestimmungen durchführte, erklärte diese ganze Mineralgesellschaft für ganz und gar nicht jungvulkanisch, abgesehen etwa von den mit Glasfetzen erfüllten, wohl andesitischen Plagioklasen; und er schrieb an Philippi: „Wenn Sie mir einen Hypersthengneiß (mit dem meist üblichen Gehalt an Hornblende und etwas Biotit) eingestampft und hergeschickt hätten, so würde die Probe kaum viel anders ausgefallen sein. Natürlich sind noch andere Gesteine denkbar . . .“ Diese Mineralkörner machten 13,7% der Lage V aus und hatten eine Maximalkorngröße von 0,6 mm.

Wie dieses Sediment der „Romanche-Tiefe“ dem Westrand der merkwürdigen mittelatlantischen Schwelle vergesellschaftet ist, zeigt auch die schon genannte Probe der „Gazelle“-Station 26 Beziehungen zu diesem Rücken. Noch weiter südlich, am Westabhange derselben Schwelle zum Brasilianischen Becken, fand der „Gauss“ im unteren Teile einer Grundprobe Bruchstücke von grünen, kristallinen, anscheinend nicht jungvulkanischen Gesteinen von mehreren Millimeter Durchmesser (Station 15 in 25° 52′ S., 20° 5′ W. in 4610 m).

Eine weitere Reihe solcher Tiefseesande trafen „Gauss“ und „Valdivia“ in der Kapmulde. Eine an Mineralkörnern kontinentaler Herkunft reiche Zone kreuzte z. B. der „Gauss“ auf seiner Rückfahrt auf dem östlichen Abfalle des Walfischrückens etwa zwischen 28° und 29° S. Die dem südafrikanischen Festlande zunächst gelegene Station 103 (im östlichen Teil der südafrikanischen oder Kapmulde, 30° 49′ S., 12° 5′ O., 4030 m) enthielt in einem sehr kalkreichen Globigerinenschlamm

noch keinen nennenswerten Mineralbestand, auf der westlicher gelegenen Station 104 stellten sich bereits 2,6%, auf Station 105 3,8%, auf Station 106 24,4% Mineralkörner ein. Das Maximum wurde auf Station 107 (28° 33′ S., 4° 22′ O., 5080 m) mit 35,6% Mineralkörnern in einem sandigen Roten Ton über Globigerinenschlamm erreicht; dann fiel der Gehalt an Mineralkörnern auf Station 108 bis auf 23,9%, und bei Erreichung des Walfischrückens auf Station 109 war der Mineralgehalt fast völlig verschwunden. Nur auf den Stationen 106 und 108 wiegen jungvulkanische Materialien vor und deuten auf einen submarinen Ausbruch hin. In allen übrigen Fällen walten Mineralkörner kontinentaler Herkunft vor. Auf den Stationen 104—106 herrscht die Korngröße von 0,1—0,2 mm, auf Station 107 tritt sie gegenüber gröberem und feinerem Material zurück, und auf Station 108 überwiegen feinste Körner von 0,05—0,1 mm weitaus. Zwischen diesen und den weiter südlich gelegenen Sedimenten der Kapmulde besteht im übrigen insofern ein Unterschied, als hier der obere Teil der Grundproben erheblich reicher an Mineralkörnern ist als der untere; so wurden auf den Stationen 107 und 108 im unteren Teile nur 1,9 und 0,15% Mineralkörner beobachtet, gegenüber 35,6 und 23,9 im oberen Teile. Auch die „Valdivia" fand in Grundproben zu beiden Seiten des Walfischrückens neben jungvulkanischem „kontinentales" Material. Besonders reich an solchem erwies sich aber der auf der „Valdivia"-Station 89 weiter südöstlich in der Kapmulde (31° 21′ S., 9° 46′ O.) in 5283 m gelotete Rote Ton. Unter den auf 40% geschätzten Mineralkörnern dieser Grundprobe überwogen die kontinentalen, hauptsächlich Quarz, Glimmer und Feldspäte, weitaus die vulkanischen. Ebenso wie in vielen Tiefseesanden des „Gauss" kamen hier übrigens auch Glaukonit und Fischzähnchen vor. 37,3% Mineralkörner, größtenteils kontinentalen Ursprungs, lotete endlich der „Gauss" noch weiter südöstlich auf Station 29 in 35° 53′ S., 13° 9′ O. in 4970 m Tiefe. Das in drei Schichten zerfallende Sediment bestand zu oberst aus 11 cm tonigen, ziemlich kalkreichen Feinsandes, in der Mitte aus 12 cm weiß- und braungesprenkelten, sand- und tonreichen Globigerinenschlammes, zu unterst aus 46 cm ziemlich viel Feinsand enthaltenden, kalkfreien Roten Tones. In dem oberen Feinsand dieser Grundprobe überschreiten von den Mineralfragmenten nur 1,1% die Korngröße von 0,2 mm, das Maximum beträgt 0,6 mm (bei einem Quarzkorn 3 mm!). Hingegen entfällt etwa ein Viertel des Sedimentes auf die Korngröße von 0,1—0,2 mm und 10,1% auf 0,05—0,1 mm. Unter den Mineralien wiegt Tiefengesteinsquarz mit Flüssigkeitseinschlüssen weitaus vor, dann kommen Körner von Plagioklas und Mikroklin, seltener sind Orthoklas, Granat, gemeine Hornblende, Biotit usw.. Die ganze Mineralgesellschaft deutet auf Tiefengesteine oder Kristalline Schiefer hin, oder auf Sedimentgesteine, die deren Elemente auf sekundärer

Lagerstätte enthielten. Übrigens schwankt der Gehalt an kontinentalen Mineralkörnern bei dieser und benachbarten Proben in den verschiedenen Schichten unregelmäßig und ziemlich stark hin und her.

Endlich gehören zu den Tiefseesanden in diesem Sinne auch zwei Proben des „Gauss" aus der ca. 5000 m tiefen Senke zwischen Madagaskar und der Küste von Natal (Station 100 in 28° 58′ S., 40° 58′ O. und 4980 m, sowie Station 101 in 28° 30′ S., 38° 17′ O. und 4890 m). Kontinentale Mineralkörner überwiegen hier weitaus die vulkanischen; im ersten Falle machen sie 58,2 %, im zweiten 31,0 % der Gesamtsubstanz aus. „Es ist durchaus unwahrscheinlich, daß diese massenhaften Mineralfragmente von Madagaskar oder Südafrika stammen, da ihre Küsten durch sehr große Strecken von den Positionen der beiden Stationen getrennt sind. Außerdem scheinen die Mineralkörner zunächst mit Annäherung an die eine oder andere Landmasse an Häufigkeit und Korngröße abzunehmen. Es liegt also sehr nahe, diese Sedimente in die gleiche Gruppe zu stellen, wie die eben besprochenen aus der Kapmulde und der Romanchetiefe."

#### Versuche zur Erklärung der Tiefseesande

Sehr bald nach Bekanntwerden dieser eigenartigen Sedimente mit ihren gleichsam paradoxen Eigenschaften sind von verschiedenen Seiten Erklärungsversuche unternommen worden. SCHWARZ[445]) glaubte an submarine vulkanische Explosionen, durch welche altes, im Untergrunde des Atlantischen Ozeans anstehendes Gestein zertrümmert und in feinzerstäubtem Zustande über den Meeresboden ausgebreitet wurde; diese Erklärung legten ihm die neuerdings in den Drakensbergen in Südafrika beobachteten Explosionsschlote nahe, welche ausschließlich mit äußerst fein zerriebenem Gesteinsmaterial von Graniten und Kristallinen Schiefern erfüllt sind. Nach seiner Ansicht wäre sogar ein anscheinend ganz normales Sediment der obersten Karru-Formation, der „Cave-sandstone", nichts anderes als solches auf explosivem Wege entstandenes Gesteinsmehl, das nach seiner Ausstoßung wie irgend ein anderer Tuff in horizontalen Bänken abgelagert wurde. J. MURRAY[446]) dagegen wollte bei Besprechung der „Valdivia"-Grundprobe von Station 89 an einen Transport der Kontinentalmineralien durch antarktisches Eis denken und wies darauf hin, daß auch die Grundproben, welche der „Challenger" zwischen Tristan da Cunha und der Agulhas-Bank sammelte, ziemlich große Fragmente von Quarz und anderen Kontinentalmineralien enthielten. KRÜMMEL endlich scheint für die „Gauss"-Station 29 einen Transport der Kontinentalmineralien vom afrikanischen Festlande her durch Wind für möglich zu halten; denn er erinnert daran, daß die Windkarten der Deutschen Seewarte östliche Winde in diesen Meeresstrichen namentlich im November durchaus nicht als selten verzeichnen. PHILIPPI aber, welcher

im „Gauss“-Werk alle diese Fragen ausführlicher diskutiert hat, möchte keiner dieser drei Annahmen zustimmen. Wären die kontinentalen Mineralkörner durch Winde und Strömungen vom afrikanischen Kontinent bis in die Mitte der Kapmulde getrieben worden, so müßte man erwarten, daß ihre Zahl und Korngröße sich mit der Annäherung an die Küste steigerte. Das Gegenteil ist jedoch der Fall. Die Tiefseesande der Kapmulde werden von dem südafrikanischen Kontinent durch einen breiten Streifen ganz normalen Globigerinenschlammes ohne irgendwelche erhebliche Beimengungen kontinentaler Mineralien getrennt. Noch viel weniger dürfte für die in der Mitte des Ozeans gelegenen Stationen „Gauss“ Nr. 4 und „Gazelle“ Nr. 26 ein Transport vom Festlande her in Frage kommen; denn auch hier werden die sandreichen Ablagerungen mit Annäherung an Afrika oder Südamerika von Sedimenten abgelöst, die wenig oder gar keine „kontinentalen“ Mineralien enthalten. Dabei sind in diesen letztgenannten Sedimenten nicht etwa solche Mineralkörner wohl vorhanden und durch die massenhaft auftretende organogene Kalksubstanz nur maskiert, sondern der Lösungsrückstand der betreffenden Globigerinenschlamme entspricht einem ganz normalen Roten Ton ohne irgendwelchen bemerkenswerten Gehalt an Mineralkörnern! Die mineralogische Zusammensetzung der Tiefseesande der Kapmulde würde einer Herbeiverfrachtung durch antarktisches Treibeis, an welche J. Murray dachte, nicht widersprechen, da auch die subantarktischen Sedimente aus „kontinentalen“ Materialien des antarktischen Festlandes sich zusammensetzen. Hingegen weisen die Mineralkörner der Tiefseesande durch ihre äußere Form und ihre Korngröße wichtige Unterschiede gegen die durch Treibeis transportierten Komponenten auf. Denn während alle von Eisbergen beeinflußten Sedimente mehr oder minder ungleichkörnig sind und feinstes und grobes Material bunt durcheinander gemischt enthalten, sind die Mineralien der Tiefseesande auffallend gleichkörnig; die große Mehrzahl erreicht noch nicht den Durchmesser von 0,2 mm, die Korngröße von 1 mm wird so gut wie niemals überschritten. Außerdem liegen, vielleicht von „Gauss“-Station 29 abgesehen, sämtliche Fundorte der Tiefseesande außerhalb der Linie, bis zu welcher heute Eisberge beobachtet werden. Nun dürften zwar Eisberge in der Diluvialzeit weiter nach Norden geschwärmt sein, als in der Jetztzeit. Aber im nördlichen Teile der Kapmulde sind gerade die noch heute in Fortbildung begriffenen, obersten Teile der Grundproben sehr viel reicher an Kontinentalmineralien als die unteren, welche wir — wie später noch auszuführen sein wird — mit gutem Recht ins Diluvium versetzen dürfen. Außerdem darf für die innerhalb der Tropenzone geloteten Tiefseesande („Gauss“-Station 4, „Gazelle“-Station 26) eine Beeinflussung durch Eisberge von vornherein ausgeschlossen werden.

Man wird daher wohl darauf verzichten müssen, den Ursprung der „Kontinentalmineralien" der Tiefseesande auf einer der drei großen Kontinentalmassen zu suchen, welche den Südatlantischen Ozean umrahmen; und Entsprechendes gilt für die ähnlichen Proben aus der Tiefseemulde zwischen Madagaskar und Afrika. Die Gesteine, von denen jene Komponenten abstammen, müssen vielmehr in der Mitte des Ozeans selbst anstehen. Bei alledem bilden die Gleichkörnigkeit der Tiefseesande, die wohl mit der schlämmenden und sortierenden Tätigkeit der Brandungswelle erklärt werden könnte, das Auftreten von Glaukonit, der sich bei Vorhandensein der nötigen Kalilieferanten mit Vorliebe in der Nachbarschaft der 200 m-Linie bildet, die oft erhebliche Beimengung von Fischzähnchen, die, in Tiefseeablagerungen selten, sich häufiger erst bei Annäherung an die Küste einstellen, und endlich die Häufigkeit von Schwammnadeln Momente, welche durchaus an ufernahe Ablagerungen etwa der oberen Teile des Schelfabfalles gemahnen.

Die eigenartigen Schichtungsverhältnisse, welche einen Teil der im Vorigen beschriebenen Grundproben bemerkenswert machen, werden uns im folgenden Abschnitte zu dem Schlusse drängen, daß im südatlantischen Ozean jugendliche Verstellungen des Meeresbodens um Beträge von mindestens 1000—2000 m stattgehabt haben. „Könnte man nun nicht annehmen, daß Teile des Meeresgrundes durch junge Krustenbewegungen entweder über den Meeresspiegel oder doch bis in das Niveau gehoben wurden, in dem die Brandungswelle bereits ihre abtragende Tätigkeit ausüben kann?" Die Stationen, welche bisher Tiefseesande geliefert haben, liegen sämtlichst in den Mulden, welche im Südatlantischen Ozean die Mittelatlantische Schwelle und den Walfischrücken, im Indischen Ozean den Südmadagaskar-Rücken begleiten. Während nun die Kalkverteilung in den Grundproben darauf hinweist, daß diese Mulden sich in junger Zeit vertieft haben, ist es nur ein kleiner Schritt zu der Annahme, daß gleichzeitig die Schwellen sich erhoben. Wir müssen es aber bei der außerordentlichen Weitmaschigkeit des Netzes der bisherigen Lotungen durchaus für möglich halten, daß im Bereiche dieser submarinen Schwellen die höchsten Gipfel bis dicht unter den Meeresspiegel aufragen und hier noch der abtragenden Tätigkeit der Meereswellen und -strömungen unterliegen. Sicher nicht zu Unrecht nahm von Drygalski, der Leiter der „Deutschen Südpolar-Expedition", die Bodenverhältnisse in der Umgebung der Romanche-Tiefe als sehr uneben an. Das oben beschriebene, unvermittelte Auftreten von Globigerinenschlamm im unteren Teile der hier geloteten, 46 cm langen Grundprobe deutet darauf hin, daß die Romanche-Tiefe durch eine ganz jugendliche Senkung entstanden ist. Aber auch die dem Blauschlick ähnlichen mittleren Lagen, welche im scharfen Gegensatz zu dem sandreichen Roten Tone des obersten Teiles stehen, weisen

auf Krustenbewegungen hin, wenigstens solange wir darin mit PHILIPPI Flußtrübe der großen westafrikanischen Ströme, insbesondere von Kongo und Niger, sehen. Wenn solche Flußtrübe früher im Gebiete der Romanche-Tiefe abgelagert wurde, heute dort aber nicht mehr auftritt, so sind nur zwei Gründe denkbar. „Entweder nehmen die Strömungen, welche den feinsten Flußschlamm so weit ins Meer hinaustragen, einen anderen Weg wie früher oder es mündeten die Flüsse in einer vergangenen Periode weiter im Westen, d. h. näher der Romanche-Tiefe aus. Vielleicht kombinieren sich beide Momente miteinander. Jugendliche Versenkungen am Rande des westafrikanischen Kontinentes legt aber auch die bekannte, submarine Talfurche des Kongo nahe, die in 65 km Abstand vom Gestade 1047 m Tiefe bei 11 km Breite besitzt und 850 m tief in ihre Umgebung eingesenkt ist. Auch scheint die Beobachtung, daß sich auf Gran Canaria und La Palma die Täler ohne wesentliche Änderung ihrer Form bis zu einer Meerestiefe von 1500 m verfolgen lassen, für jugendliche Senkungen zu sprechen." Falls die Deutung dieser Grundprobe durch PHILIPPI richtig ist, so muß man annehmen, daß ein mit Globigerinenschlamm bedeckter Meeresboden sich bis in den Bereich hemipelagischer Bildungen gehoben habe und dann wieder rasch zur heutigen Tiefe von 7230 m abgesunken sei. Es war nun PHILIPPI durchaus wahrscheinlich, daß diese jugendlichen Senkungen durch gleichzeitige Hebungen kompensiert wurden. „Dadurch konnten aber Teile des Meeresgrundes der Meeresoberfläche nahegebracht werden, ihre höchsten Spitzen wurden von der Wellenbewegung abgetragen und der Detritus über den Boden der Romanche-Tiefe verstreut, in deren oberster Sedimentschicht wir ihn als Tiefseesand wiederfinden."

Die Ableitung der Tiefseesande von erst in jüngster Zeit entstandenen submarinen Piks aus alten, kristallinen Gesteinen erhält eine starke Stütze dadurch, daß wir tatsächlich ein Gebilde im Bereich der mittelatlantischen Schwelle kennen, welches diesen Anforderungen entspricht. Das sind die St. Paulsfelsen im Atlantischen Ozean, etwa ein Dutzend kleiner Inselchen und Felsen, die auf einen Raum von 450 m Breite und 230 m Länge zusammengedrängt, etwa unter 1° N.-Breite, genau 100 km nördlich des Äquators, ihre Nase aus dem Wasser stecken. Ihre höchste Erhebung beträgt nur 31 m. „Ein Glück für die Schifffahrt, daß hier das Meer immer sturm- und nebelfrei ist" (SCHOTT). Diese Felseninselchen ruhen auf einem weitausgedehnten, untermeerischen Sockel, dessen Oberkante meist nur 1900—1000 m Tiefe aufweist und zugleich einen Teil der mittelatlantischen Schwelle darstellt. Das Gestein ist nach A. RENARD's Untersuchungen[117]) ein für die Exponiertheit der Felsen auffallend frischer Olivinfels mit 75% Olivin und 25% Enstatit, also entweder ein geologisch älteres Tiefengestein oder ein Glied der Kristallinen Schiefer-Serie. Damit fällt von vornherein die

zunächst naheliegende Annahme, daß diese einsamen Felseneilande Gebilde jungvulkanischer Entstehung seien, wie so viele andere ozeanische Inseln. Dann heißt es aber sich zu entscheiden, ob die St. Paulsfelsen Reste eines versunkenen Kontinentes darstellen, wie M. NEUMAYR, E. H. L. SCHWARZ u. A. geglaubt haben, oder ob sie eine durch tektonische Kräfte emporgepreßte Neubildung seien. Es fehlen den St. Paulsfelsen nun jegliche Relikte einer früheren Tierwelt; alles, was bisher beobachtet werden konnte, waren Seevögel und ihre Parasiten. Ebenso wenig findet sich aber eine Spur von Vegetation, selbst die doch so anspruchslosen und widerstandsfähigen Flechten fehlen. Besonders diese Umstände schienen PHILIPPI anzudeuten, daß die Felsgruppe frisch aus dem Meere aufgetaucht ist, eine Annahme, die sich natürlich leichter machen, als beweisen oder — widerlegen läßt[448]). „Denkt man sich nun den Fall, der vielleicht schon in wenigen hundert Jahren eintreten kann: die Brandungswelle vernichtet die über den Meeresspiegel aufragenden Teile des St. Pauls-Felsens und trägt ihn bis zu einer Tiefe von 150—200 m ab. Bei der Kleinheit des submarinen Piks wäre es sehr unwahrscheinlich, daß er, falls man seine Position nicht wüßte, von einem Lote getroffen würde. Wohl aber würde man in seiner Umgebung vom Grunde der Tiefsee Sedimente heraufholen, die einen mehr oder minder hohen Gehalt an kontinentalen Mineralkörnern aufweisen.“ Schon der „Challenger“ hat auf Station 109 c in der Nähe des Felsens in 0° 56′ N., 29° 22′ W. aus 1426 m einen Globigerinenschlamm gelotet, der 30% Mineralkörner von 0,17 mm Durchmesser, vor allem Olivin und Enstatit, sowie Fragmente von Serpentin, enthielt, welch' letzteren schon DARWIN während der Reise des „Beagle“ in Adern das Felsgestein durchziehen sah. Man hätte nach alledem hier wirklich die Verhältnisse vor sich, die PHILIPPI auch für die Erklärung der übrigen Tiefseesande annehmen möchte. Zu bemerken ist noch, daß sich eine Zone höchster seismischer Aktivität von den St. Paulsfelsen bis zur Romanchetiefe erstreckt, was ebenfalls für die Fortdauer jugendlicher Krustenbewegungen sprechen würde.

Alles in allem läßt sich zusammenfassend aussprechen, daß der litorale Habitus der „Tiefseesande“, ihr Auftreten in Gebieten jugendlicher Senkung und am Rande von submarinen Schwellen dann am leichtesten eine Erklärung findet, wenn man die Mineralkörner von submarinen Piks ableitet, welche aus „kontinentalen“ Gesteinen bestehen und sich über die mittlere Tiefe der Schwellen bis hart unter den Meeresspiegel erheben. PHILIPPI selbst hatte die Richtlinien angegeben, nach welchen diese Hypothese auf ihre Richtigkeit geprüft werden könne: eine spätere Tiefsee-Expedition „wird zunächst die Nachbarschaft des St. Pauls-Felsens aufzusuchen haben, um hier durch tief in den Meeresboden eindringende Lotungen den Nachweis zu führen, ob diese einsame Klippengruppe

schon vor längerer Zeit oder erst neuerdings dem Sediment der Tiefsee Mineralkörner beigemengt hat, mit anderen Worten, ob sie ein uraltes Relikt oder eine ganz jugendliche Neubildung ist. Weitere Untersuchungen in der Nachbarschaft der Romanche-Tiefe und am Rand der bereits bekannten submarinen Schwellen werden sich anschließen . . ." Aber leider haben die Lotungen, welche von der späteren „Deutschen Antarktischen Expedition" in der Nähe der St. Paulsfelsen gerade im Hinblick auf diese Fragen niedergebracht worden sind, nach dem vorläufigen Bericht des Geologen der Expedition, Fr. Heim[449]), keine bestimmten Anhaltspunkte in dieser Richtung ergeben. Und so bilden die „Tiefseesande" ein Problem, dessen endgültige Lösung zwar noch aussteht; aber ihre Auffindung und Philippis scharfsinniger Erklärungsversuch haben schon heute zu fundamental wichtigen Überlegungen und Anschauungen geführt.

**Schlußwort über Tiefseesande**

Ist aber die Anschauung, welche wir im Vorigen über die Entstehung der „Tiefseesande" abgeleitet haben, richtig, dann liegt u. E. kein Grund vor, den Rahmen unserer früher gegebenen Systematik der rezenten Meeressedimente zu erweitern oder abzuändern. Und so hat auch Philippi bereits den größten Teil der fraglichen Ablagerungen entweder bei dem Roten Ton oder bei dem Globigerinenschlamm untergebracht. Nur drei der betreffenden „Gauss"-Proben (Station 29 aus der Kapmulde und Stationen 100 und 101 in der tiefen Rinne zwischen Madagaskar und der Küste von Natal) hat er ausgenommen und sie als „Sandig-tonige Tiefsee-Ablagerungen" in einem besonderen Abschnitt behandelt. Indessen wird man gut tun, vorerst auch diese Proben nur als äußerste Extreme einer der anderen Eupelagischen Ablagerungen zu betrachten. Möglich ist aber, daß künftig, wenn weitere Forschungen unseren Blick erweitert haben werden und unsere Definitionen nach engerer Fassung verlangen, sich jener Terminus als zweckmäßig erweisen wird.

## δ) Vorkommen und Arten der Schichtung in jungen Meeresablagerungen und ihre Deutung

### Einleitendes und über Schichtungen in der Flachsee

Bei der speziellen Beschreibung der einzelnen Sedimente ist hier und da andeutungsweise die Rede davon gewesen, daß die eine oder andere Sedimentart mit einer benachbarten in stratigraphischer Verknüpfung aufgefunden sei. Diesen Fällen von Schichtung in den Ablagerungen der heutigen Meere wollen wir uns nunmehr zuwenden, und zwar in eingehenderer Behandlung, da sie einmal sehr wertvolle

Aufklärungen bezüglich der Sedimentbildung und der Änderung einzelner Faktoren vermitteln, zum anderen aber auch eine Vorbedingung sind zur Erörterung des stratigraphischen Alters der einzelnen Bildungen.

Es gibt wohl kaum ein Problem der Allgemeinen Geologie, an dessen Lösung der Stratigraph so sehr interessiert sein sollte, wie an dem Problem der Schichtenbildung, und es ist direkt auffallend, wie in den letzten Jahrzehnten die meisten Stratigraphen sich fast ängstlich von der Mitarbeit zur Lösung desselben zurückgehalten haben. Nicht wenige zwar mögen der Meinung gewesen sein, daß hier überhaupt ein Problem nicht mehr vorliege, andere wiederum haben geglaubt, daß eine Erörterung desselben vorläufig zu einem Resultat noch nicht führen könne. Das eine wie das andere aber ist falsch. Wohl ist es vielmehr Pflicht jedes Geologen, der ein Sedimentärgestein untersucht, sich über die Art der vorliegenden Schichtung ein Urteil zu bilden, um hernach vom Standpunkt des beschreibenden zu dem des erklärenden Naturwissenschaftlers überzugehen, — das Fehlen dieser Untersuchungen läßt sich in der Tat sehr vielen stratigraphischen Untersuchungen zum Vorwurf machen —, wohl können wir uns anderseits aber auch bereits begründeten Vorstellungen hingeben, welche Faktoren für die Entstehung von Schichtung in Frage kommen und die einzelnen Arten der Schichtung bedingen[430]). Daß hierzu die neueren Untersuchungen der Sedimentbildung in heutigen Meeren nicht wenig beigetragen haben, ist ein Grund mehr für uns, diese Seite unseres Themas ausführlicher zu behandeln.

Wenn wir im Allgemeinen I. die „normalen“ oder konkordanten Parallelschichtungen von II. den diskordanten Schrägschichtungen unterscheiden, so bedarf es keiner weiteren Ausführung, in welcher Weise diese beiden Hauptgruppen der Schichtung im Meere verteilt sind. Die Möglichkeit der Entstehung von Schrägschichtungen wird abnehmen mit der Abnahme der Böschungswinkel des Untergrundes, mit dem Kleinerwerden des Korns und damit mit Zunahme der Tiefe. Die „Überguß-schichtung“ an Korallenriffen ist wohl diejenige Schrägschichtung, welche sich im Meere bis in die beträchtlichsten Tiefen hinabzieht, aber auch sie muß sich nach unten zu mehr und mehr verflachen und in normale, konkordante Schichtung übergehen. Während nur die phyto- und zoogenen (benthogenen) Riff- und Bankkalke, welche entweder von vornherein ein festes Maschenwerk bilden oder sich rasch durch Ausscheidung eines karbonatischen Bindemittels zu verfestigen pflegen, sehr steile, ja lokal überhängende Abfälle zu bilden vermögen, dulden alle übrigen, im frischen und wasserdurchtränkten Zustande mehr oder weniger bildsamen, weichen oder wenigstens lockeren Sedimente je nach der Korngröße nur sehr schwache Böschungen und streben, wo einmal die jeweilige Maximalböschung überschritten wurde, der Schwere folgend, schon bei ganz schwachen Impulsen tieferen Lagen zu. Daher die sanften Böschungen,

welche für das im Allgemeinen in Zuschüttung begriffene ozeanische Bodenrelief so charakteristisch sind, daher auch die Beschränkung auf die konkordanten Schichtungen, die wir uns auferlegen können, wenn wir uns jetzt im Besonderen dem Vorkommen von Schichtungen in der Tiefsee zuwenden, indem wir die allgemein bekannten Schrägschichtungen der Strand- und Schelfsedimente außer Betracht lassen.

## Schichtungen am Boden der Tiefsee

### Geschichtliches zum Problem der Schichtung in der Tiefsee

Das Problem der Schichtung am Boden der Tiefsee ist am eingehendsten und in lichtvoller Weise von E. PHILIPPI[451]) dargestellt worden, dessen Mitteilungen wir bereits früher einige der diesbezüglichen Angaben entnommen hatten. Bis zur Reise des „Gauss", welche PHILIPPI als Geologe mitmachte, wußte man über die Schichtung moderner Tiefseeablagerungen herzlich wenig. Wohl hatte schon im Jahre 1870 TORELL[452]) aus der Nachbarschaft von Spitzbergen eine in 2200 m Tiefe gelotete Grundprobe beschrieben, welche 5 Schichten von verschiedener Färbung aufwies, und hatte schon 1882 SCHMELCK die späterhin von BÖGGILD und NANSEN abermals beschriebene, in der vorliegenden Darstellung im Abschnitt über den Blauschlick erwähnte Schichtung am Boden des Norwegischen Nordmeeres bekannt gemacht. Aber selbst die „Challenger"-Expedition, welche sonst den größten Fortschritt in unserer Kenntnis des Meeresbodens gebracht hat, konnte nur wenige Fälle von Schichtung in der Tiefsee mitteilen, welche aber bei der Fülle von anderen, völlig neuen Problemen weiter keine besondere Beachtung fanden. Das ist in denjenigen Fällen durchaus verständlich, wo durch vulkanische Aschenfälle einem normalen Tiefseesediment abweichend zusammengesetzte Lagen eingeschaltet wurden. So fand sich auf Station 334 zwischen der Laplata-Mündung und Tristan da Cunha unter 35° 45′ S., 18° 31′ W. in 3502 m ein sehr kalkreicher Globigerinenschlamm, in welchen unvermittelt eine feine, schwarze Membran eingelagert war; und ein mehrfacher Wechsel von helleren und dunkleren Bändern kennzeichnet nach den ausführlichen Beschreibungen von J. THOULET[453]) gewisse, vom Fürsten von Monaco gelotete Grundproben im Bereiche der Azoren und der nordafrikanischen Mulde. Fügen wir hinzu, daß LOHMANN südlich von Neufundland und Neuschottland an der Grenze von Rotem Ton und Globigerinenschlamm letzteren den ersteren überlagern sah und auch die Berichte von der Expedition des „Planet"[454]) mehrfach Schichtung der Grundproben an der Elfenbeinküste, südöstlich von St. Helena und besonders an der Ostküste von Madagaskar mitteilen, so lagen schon damals zwar aus den verschiedensten Teilen des Weltmeeres Angaben über geschichtete Grundproben vor, aber immerhin war die Zahl derselben doch im Verhältnis zu den Tausenden von Grundproben, welche

überhaupt zur Untersuchung gelangten, eine sehr geringe. Und so hat denn auch J. THOULET mit besonderer Schärfe betont, daß die wenigen bis dahin bekannten Fälle von Schichtung lediglich Ausnahmen bildeten, welche die Regel bestätigten. Diese Auffassung legten ihm besonders Beobachtungen auf dem submarinen Plateau der Iroise, westlich von Brest, nahe. Im Jahre 1868 hatte der Fregattenkapitän H. DE ROUJOUX [455]) eine genaue Grundkarte der Umgebung von Brest entworfen. 35 Jahre später fand THOULET in diesen so stark bewegten Gewässern genau die gleiche Verteilung der Grundproben vor und schloß hieraus, daß nicht beständiger Wechsel, sondern Permanenz die Sedimentbildung am Boden der heutigen Meere beherrsche [456]). Diese Verallgemeinerung war, wenn sie auch von einem der besten Kenner der heutigen Meeresablagerungen ausgesprochen wurde, falsch. Heute wissen wir durch die Untersuchungen von JOH. WALTHER auf der Taubenbank im Golfe von Neapel, daß es Stellen des flacheren Meeresgrundes gibt, welche schon nach 25 Jahren eine grundlegende Änderung der Sedimentablagerung zeigen, und die Lotungen des „Gauss“ haben für die Tiefsee den Beweis geliefert, daß Schichtung sehr häufig angetroffen werden kann, wenn es gelingt, möglichst lange Grundproben aus dem Meeresboden herauszustanzen.

Bis zur Deutschen Tiefsee-Expedition auf der „Valdivia“ benutzte man zur Aufnahme der Grundproben in der Regel Rohre, welche unten durch ein Ventil verschließbar waren. Durch dieses wurde allerdings auch ein ganz lockeres Sediment in der Röhre zurückgehalten, aber solche Lotröhren drangen niemals sehr tief in den Meeresboden ein, und das Sediment wurde wohl meist beim Passieren des Ventils mehr oder weniger durcheinander gemischt und gelangte nicht mehr in normalem Zustande zur Beobachtung. Diesem Übelstande wurde auf den Expeditionen der „Valdivia“ und des „Gauss“ durch Verwendung sogenannter BACHMANNscher Schlammröhren abgeholfen. Diese, eine Konstruktion des auf der Expedition verstorbenen „Valdivia“-Arztes, tragen im Gegensatz zu dem vom „Challenger“ und der „Gazelle“ verwendeten Hydra- oder Baillie-Lot am oberen Ende ein kleines Kugelventil, damit das Wasser beim Eindringen der Sedimentprobe nach oben aus der Röhre entweichen kann, und liefern daher ein Sediment im normalen Verband und, da solche Lotröhren bei genügender Beschwerung tiefer in den Meeresboden eindringen, auch von größerer Länge; diese ist eine Funktion der Länge der Röhre, der Schwere der Lotgewichte, der lichten Öffnungen der Röhren, aber nicht minder auch der Konsistenz der Bodenproben. Während die „Valdivia“ mit 12—40 cm langen BACHMANNschen Röhren nur im Durchschnitt 7 cm lange Proben erhielt, verwendete der „Gauss“ Röhren von 40, 80 und 200 cm Länge und mit lichten Öffnungen zwischen 18 und 36 mm. Die Lotgewichte hatten 15, 28 und 35 kg Gewicht. Von den Rohrweiten bewährten sich am meisten die kleineren und mittleren,

da aus den größten der vielfach lockere Globigerinenschlamm beim Aufhieven herausfiel, während der zähere Rote Ton auch die größte Rohrweite vertrug. Die durchschnittliche Länge der Grundproben des „Gauss“ dürfte 30—40 cm betragen haben, das Maximum von 80 cm wurde aus einer Tiefe von 5210 m in der Kapmulde mit einer Schlammröhre von 200 cm Länge und 16 mm lichter Weite gewonnen. Da die Aussicht, eine Schichtung am Meeresboden zu finden, desto günstiger wird, je tiefer man in denselben eindringt, erklärt es sich leicht, warum die früheren Expeditionen so selten etwas über geschichtete Meeressedimente berichten konnten.

### Normale Kalkschichtung in der Tiefsee

Häufig ist die Schichtung einer Grundprobe bereits an verschiedener Färbung einzelner Lagen oder verschiedener Korngröße derselben zu erkennen; in kalkhaltigen Sedimenten aber tritt dieselbe vielfach in einem verschiedenen Kalkgehalt der einzelnen Lagen in Erscheinung. In sämtlichen Globigerinenschlammen des „Gauss“, bei denen der Kalkgehalt bestimmt werden konnte, erhielt man im obersten und untersten Teile der gleichen Grundprobe ungleiche Werte. Unter 49 Grundproben, deren oberste Kappe als Globigerinenschlamm bestimmt wurde, war der Kalkgehalt bei 48 im obersten Teile höher als im untersten, nur in einem Falle wurde bei Globigerinenschlamm das Umgekehrte beobachtet. PHILIPPI hat daher die Abnahme des Kalkgehaltes mit wachsender Entfernung von der Oberfläche als eine allgemein verbreitete Erscheinung aufgefaßt und diese Art der Schichtung als „normale Kalkschichtung“ bezeichnet. Die Abnahme des Kalkgehaltes von oben nach unten erfolgt jedoch nicht in allen Fällen gleichmäßig. Gering erwiesen sich im Allgemeinen die Unterschiede im Kalkgehalt bei den sehr kalkreichen Globigerinenschlammen in den mittleren Tiefen der wärmeren Meere. So beobachtete man z. B. an den Sedimenten zwischen St. Helena und dem Äquator, auf den „Gauss“-Stationen 116—130, Differenzen von höchstens 17,1%, die sich aber in einem Falle bis auf 1,5% verminderten:

| Station | Position | Tiefe in m | Länge der Probe in cm | $CaCO_3$ in % | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | oben | unten |
| 118 | 10° 29′ S., 6° 23′ O. | 5250 | 25 | 93,7 | 83,1 |
| 119 | 9° 44′ S., 8° 39′ W. | 3750 | 34 | 96,4 | 91,2 |
| 126 | 2° 13′ S., 16° 3′ W. | 4080 | 35 | 93,3 | 76,2 |
| 130 | 0° 25′ N., 17° 45′ W. | 3230 | 21 | 86,2 | 82,6 |

Klein waren auch die Unterschiede auf den Stationen 20—24, die der mittelatlantischen Schwelle angehörten; und auf dem Walfisch-

Rücken wies die 32 cm lange Grundprobe der Station 109 im obersten Teile nur 0,5% $CaCO_3$ mehr als im untersten auf.

Groß war hingegen auch in wärmeren Meeren der Unterschied zwischen oberstem und unterstem Teile einer Grundprobe dort, wo sich in größeren Tiefen Globigerinenschlamm seiner Grenze gegen Roten Ton nähert. Dann tritt öfter der Fall ein, daß ein Globigerinenschlamm von mäßigem Kalkgehalt einen typischen Roten Ton überlagert. Das wurde bereits zweimal vom „Challenger" im Südpazifischen Ozean, sodann im südlichen und mittleren Atlantischen Ozean in einer ganzen Reihe von Fällen vom „Gauss" beobachtet, im nordatlantischen Ozean aber zuerst von LOHMANN während seiner Reise auf dem Kabeldampfer „von Podbielski" 1902 auf etwa 40° N.-Breite in dem ganzen Gebiete zwischen 65° 20′ und 57° 22′ W., also auf einer Strecke von 8 Längengraden, (7 mal bei Röhrenlängen von nur 8 cm!) bei Tiefen zwischen 4750 und 5800 m festgestellt. Der „Michael Sars" fand diese Art der Schichtung neuerdings im nordatlantischen Ozean 8 mal. Um einige Zahlen zu geben, mag auch hier eine Tabelle folgen:

| Station | Position | Tiefe in m | Länge der Probe in cm | $CaCO_3$ in % | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | oben | unten |
| Challenger 283 | 26° 9′ S., 145° 17′ W. | 3795 | 30 | 46,61 | wesentlich geringer |
| „ 296 | 38° 6′ S., 88° 2′ W. | 3338 | — | 64,34 | wesentlich geringer |
| Gauss 26 | 35° 11′ S., 2° 43′ O. | 5260 | 26 | 35,9 | 5,4 |
| „ 104 | 28° 48′ S., 10° 16′ O. | 4820 | 23 | 32,9 | 0 |
| „ 15 | 25° 52′ S., 20° 5′ W. | 4610 | 21 | 53,2 | 28,2 |
| „ 136 | 0° 22′ N., 18° 54′ W. | 5320 | 31 | 83,3 | 40,1 |
| von Podbielski | 39° 29′ N., 63° 50′ W. | 5619 | ca. 8 | 34,85 | 9,81 |
| Michael Sars 88 | 45° 26′ N., 25° 45′ W. | 3120 | 35 | 83,79 | 62,1 |
| „ 10 | 45° 26′ N., 9° 20′ W. | 4700 | 12,5 | 66 | 33 |

Besonders groß werden aber die Unterschiede im Kalkgehalt des obersten und untersten Teils einer Probe am Boden der subantarktischen Meere. Hier kommen, wie aus den Angaben über die fünf ersten Proben der auf der nächsten Seite folgenden Tabelle hervorgeht, Differenzen von 30—40%, im extremsten Falle von 43,7% vor.

Ob schließlich einige Fälle von Schichtung, welche der „Michael Sars" im Nordatlantischen Ozean gefunden hat (2 mal Globigerinenschlamm über „Diatomeenschlamm"[457]) und 3 mal Globigerinenschlamm über Blauschlick — siehe die letzte Probe der vorhergehenden Tabelle —) ebenfalls hierher zu ziehen sind, bleibt abzuwarten, bis die genauere Beschreibung dieser Proben vorliegen wird.

Es ist aber durchaus wahrscheinlich, daß der ziemlich allgemeinen Verringerung des Kalkgehaltes im unteren Teile der Grundproben die gleiche Ursache zugrunde liegt, deren Wirkung allerdings je nach der

| Station | Position | Tiefe in m | Länge der Probe in cm | Art des Sedimentes und $CaCO_3$ in % | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | oben | unten |
| Gauss 38 | 46° 17′ S., 48° 54′ O. | 1850 | 17 | Globigerinen-schlamm 45,2 | Diatomeenschlamm 25,1 |
| „ 42 | 47° 45′ S., 61° 25′ O. | 4560 | ca. 10 | Globigerinen-schlamm 50,3 | Diatomeenschlamm 16,4 |
| „ 44 | 55° 25′ S., 83° 0′ O. | 3690 | 15 | Globigerinen-schlamm 37,4 | Maringlazial. Sed. 0 |
| „ 88 | 45° 39′ S., 73° 21′ O. | 3630 | 21 | Globigerinen-schlamm 60,7 | Maringlazial. Sed. 17 |
| Valdivia 119 | 41° 5′ S., 14° 52′ O. | 5230 | — | Globigerinen-schlamm 42,5 | Maringlazial. Sed. 10 |
| Michael Sars 100 | 57° 48′ N., 12° 43′ W. | 1530 | 22,5 | Globigerinen-schlamm 58 | Blauschlick 26 |

Lage, welche der Lotungspunkt im Ozean einnimmt, eine quantitativ verschiedene ist.

Die Beobachtung, daß in den Sedimenten aus größeren Tiefen die Unterschiede im Kalkgehalt größer sind, als in denen aus geringeren, läßt zunächst an eine nachträgliche Auflösung durch das innerhalb des bereits abgelagerten Sedimentes zirkulierende „marine Grundwasser“ denken, und in der Tat ist diese Anschauung von J. Murray noch 1912 vertreten worden, wo er bezüglich der Überlagerung von Rotem Ton durch Globigerinenschlamm schreibt: „This arrangement may be explained by supposing that the calcareous shells have been slowly dissolved from the deeper layers.“ Hiernach möchte man annehmen, daß, wie augenscheinlich in tieferen Meeresschichten die Kalkauflösung intensiver ist als in weniger tiefen, auch das „marine Grundwasser“ größerer Tiefen eine stärkere chemische Aktivität besitze, als dasjenige in flacheren Meeresteilen. Aber es ist doch sehr fraglich, ob eine solche Auflösung des kohlensauren Kalkes unter normalen Bedingungen durch das im Sediment zirkulierende Wasser nach der Ablagerung stattfinden kann. Denn Vorbedingung hierfür wäre wohl das reichliche Vorhandensein organischer Substanz, durch deren Verwesung ständig neue Kohlensäure gebildet würde, um zu weiteren Auflösungen zur Verfügung zu stehen. Gerade in den von Rotem Ton eingenommenen Gebieten des Tiefseebodens kann aber organische Substanz nicht im Überfluß angenommen werden, da sich sonst die Schwermetalle Eisen und Mangan nicht in ihren höchsten Oxydationsstufen vorfinden würden. Auch dürfte die Zirkulation von Lösungen in den Eupelagischen Sedimenten im Allgemeinen umso langsamer erfolgen, je mehr man sich dem Bereiche des zähen Roten Tones nähert. Wenn demnach der geringere

Kalkgehalt der tieferen Schichten keine nachträglich erworbene Eigenschaft sein dürfte, dann bleibt nichts anderes über, als anzunehmen, daß Roter Ton früher Gebiete eingenommen hat, welche heute von kalkhaltigerem Globigerinenschlamm beherrscht werden. KRÜMMEL, welcher jene MURRAY'sche Annahme nicht einmal in Erwägung zieht, vielmehr die unteren Lagen als echte Rote Tone anerkennt, hatte für die wenigen ihm damals bekannten Fälle dieser Art Schichtung eine jugendliche Aufwärtsbewegung des Meeresbodens angenommen, „die das Niveau des kalkfeindlichen Roten Tons zuletzt in den Bereich haltbaren Globigerinenschlammes hinaufgehoben hat". Diese Erklärung wiederum stieß aber sofort auf große Schwierigkeiten, als die weite Verbreitung solcher Schichtung sowohl im Atlantischen und Indischen, wie auch im Pazifischen Ozean erkannt wurde; denn eine solch' weite Regionen des Meeresbodens betreffende Hebung hätte an den Küsten entsprechende Transgressionen hervorrufen müssen, von welchen aus den jüngsten Zeiten der Erdgeschichte in dem nötigen Maßstabe und als allgemeines Phänomen nichts bekannt ist.

Es liegt daher nahe, mit PHILIPPI den geringeren Kalkgehalt der tieferen Bodenschicht auf den Einfluß eines anderen für die Sedimentbildung wichtigen Faktors zurückzuführen, nämlich auf das Klima. Das wird am leichtesten bei den subantarktischen Bodenproben verständlich; denn bei diesen läßt sich der geringere Kalkgehalt der unteren Teile ungezwungen durch stärkere Zufuhr von klastischem, anorganischem Material erklären, welches gewissermaßen die kalkig-organogene Komponente verdünnte. Jene Zufuhr erfolgt aber in diesen Gebieten hauptsächlich durch Eisberge und Treibeis, bezw. durch von diesen abhängige Eisschmelzströme. Man wird daraus schließen dürfen, daß sich die tiefere Schicht zu einer Zeit bildete, in welcher die Außenkante des antarktischen Packeises weiter im Norden lag, als heute, in welcher demnach auch noch sehr viel mehr Eisberge die subantarktischen Gewässer befuhren. Damit würde aber die Bildung der unteren, kalkärmeren Lagen in eine Zeit stärkerer Vereisung, also wohl in das Diluvium zu versetzen sein.

Diese Deutung der Schichtung subantarktischer Grundproben durch PHILIPPI ist, wenigstens zum Teil, mit der Erklärung identisch, welche NANSEN für eine ähnliche Schichtung am Boden des Norwegischen Nordmeeres gegeben hat. Hier lagert, wie wir durch die früher erwähnten Forschungen von SCHMELCK, BÖGGILD und NANSEN selbst wissen, eine dünne Schicht von braunem, mehr oder minder kalkreichem Ton („Biloculina- und Übergangston") über einem grauen, äußerst kalkarmen Ton; und zwar liegen die Örtlichkeiten, wo diese Art Schichtung gefunden wurde, in der Zone, in welcher mit Annäherung in der Richtung gegen das Zentrum des Nordmeerbeckens der Übergang von dem grauen Ton des flacheren Wassers in den „Übergangs- und Biloculina-Ton" des

tieferen Wassers erfolgt, sodaß ersichtlich der erstere früher sich weiter gegen die Tiefen vorgeschoben hat. NANSEN meinte nun, daß zu der Zeit, als sich der graue, kalkarme Ton der Unterschicht bildete, nicht nur das Land rings um das Nordmeer weit höher über den Meeresspiegel aufragte, als heute, und der submarine Rücken, welcher Schottland mit Grönland verbindet, sich damals über das Meeresniveau erhob und dem Golfstrom den Eintritt nach Norden verwehrte, sondern auch Norwegen während der Bildung der Unterschicht noch von Inlandeis bedeckt war. Seine Erklärung zieht daher sowohl Niveauverschiebungen, wie Klimaänderungen heran, während PHILIPPI für die subantarktischen Gewässer zunächst nur an letztere denken wollte. Durchaus eine ähnliche Erklärung fordert aber die zweimal (auf Station 38 und 42) vom „Gauss" gefundene Überlagerung eines kalkreichen Diatomeenschlammes durch Globigerinenschlamm. Diese beiden Stationen, deren Daten in der letzten Tabelle mit enthalten sind, liegen an der Ost- und Westgrenze des breit zungenförmigen Ausläufers von Diatomeenschlamm, welcher sich in der Nachbarschaft der Crozet-Inseln in das Gebiet des Globigerinenschlammes nach Norden vorschiebt, und zeigen, daß das Gebiet des Diatomeenschlammes in einer vergangenen Periode sich weiter nach Norden ausdehnte, als heute. Da das Auftreten von Diatomeenschlamm im Gebiete der Crozet-Inseln auf Strömungen zurückzuführen ist, muß man annehmen, daß solche Nord-setzenden Strömungen früher einesteils breiter, wahrscheinlich aber auch transportkräftiger waren als heute. Nach Analogie mit früher Gesagtem dürfte das aber ebenfalls im Diluvium der Fall gewesen sein. Übrigens zeigt auch der Diatomeenschlamm der Station 41 in der Kerguelen-Mulde (unter 47° 13′ S., 58° 13′ O. aus 4770 m Tiefe) eine obere, 29 % und eine untere, nur 14,4 % $CaCO_3$ enthaltende Lage, wobei zu bemerken ist, daß nur in der unteren Lage die beiden so typischen Kaltwasserglobigerinen, Gl. pachyderma und Dutertrei, auftreten, auch die Individuen der pelagischen Foraminiferen in diesem Teile der Probe viel kleiner sind als im oberen. In ähnlicher Weise verhält sich aber auch die Foraminiferenfauna der übrigen in Betracht kommenden, geschichteten Grundproben.

In der Diluvialzeit dürfte nun auch den tropischen und subtropischen Globigerinenschlammen mehr klastisches Material vom Festlande her zugeführt worden sein, als heute. Denn das Diluvium brachte diesen Gebieten nach Ansicht vieler Forscher eine Pluvialperiode, und es schien PHILIPPI kein Zweifel zu sein, daß damals die feinste Flußtrübe durch Strömungen sehr weit verfrachtet und auch küstenfernen Tiefseeschlammen mitgeteilt werden konnte. Immerhin wäre damit noch nicht die Frage gelöst, weshalb gerade in den Eupelagischen Ablagerungen der großen Tiefen die Differenzen im Kalkgehalt zwischen dem obersten und untersten Teile einer Probe sich so auffallend verstärken. Hier muß an die in

dem vorhergehenden Abschnitte erörterte Kalkauflösung durch das kalte Tiefenwasser zurückerinnert werden, dessen Wirkung nicht zu verkennen ist, wenn wir auch nicht der Ansicht zustimmen konnten, daß der Einfluß dieses Faktors nach Norden bis über den Äquator hinaus alle anderen, die Höhe des Kalkgehaltes bedingenden Faktoren in seiner Wirkung übertreffen sollte. Nicht zu bezweifeln ist, daß während der diluvialen Eiszeit kaltes Oberflächenwasser im antarktischen Gebiete weiter nach Norden reichte, als heute. Da von diesem kalten Oberflächenwasser des antarktischen Meeres aber auch das Tiefenwasser der nördlicher sich anschließenden Regionen stetige Zufuhr erhält, „muß im Diluvium die Kalkauflösung in der Tiefe intensiver vor sich gegangen sein als heute, es muß also der Rote Ton höher hinauf gereicht und ein größeres Areal bedeckt haben. Auf diesem Wege dürfte es wohl am leichtesten zu erklären sein, daß so oft Globigerinenschlamm den Roten Ton überlagert und daß an der Grenze beider Sedimente der Kalkgehalt im oberen und unteren Teile jeder Grundprobe so außerordentlich verschiedene Werte aufweist“.

Daß diese Anschauungen PHILIPPIS in der Tat den Kernpunkt der Sachlage treffen, dürfte aber auch noch aus Folgendem hervorgehen. Der antarktische Kontinent wird am Boden des umgebenden Ozeans in mehr oder minder regelmäßiger Weise zunächst von einem Gürtel glazialmariner Sedimente, welche mit der wachsenden Entfernung vom Festlande immer feinkörniger werden, sodann von einem Gürtel Diatomeenschlammes und endlich von Globigerinenschlamm umgeben. Wie aus dem Vorigen hervorgeht, schiebt sich an der Grenze Diatomeenschlamm-Globigerinenschlamm der erstere unter den letzteren nach Norden vor und zeigt hiermit an, daß die Bedingungen, welche seine Ablagerung herbeiführten, in einer vergangenen Zeit weiter nach Norden wirkten, als heute. Das gleiche Vorschieben des südlicher erzeugten Sedimentes unter das nördlich benachbarte tritt aber an der Grenze Glazialmarine Sedimente-Diatomeenschlamm auf, wie die Proben folgender Tabelle[458]) als Beispiele zeigen mögen:

| Station | Position | Tiefe in m | Länge der Probe in cm | Art des Sedimentes und Kalkgehalt in % | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | oben | unten |
| Gauss 45 | 58° 29′ S., 89° 58′ O. | 4620 | ca. 19 | Diatomeenschlamm 0 | Maringlazial. Sed. 0 |
| „ 46 | 59° 53′ S., 91° 45′ O. | 4820 | 21 | „ „ | „ „ „ |
| „ 47 | 61° 50′ S., 95° 1′ O. | 4010 | 16 | „ „ | „ „ „ |
| Valdivia 149 | 62° 27′ S., 53° 22′ O. | 5175 | 7 | „ „ | „ „ „ |

Hierdurch ergibt sich aber mit wünschenswerter Eindeutigkeit, daß sich die von PHILIPPI so genannte „normale Kalkschichtung“ in den Globigerinenschlammen und Roten Tonen mit der Zurückverlegung der Zonengrenzen Glazialmarine Sedimente-Diatomeenschlamm und Diatomeenschlamm-Globigerinenschlamm nach Süden zu einem einzigen großen Phänomen verbindet, welches in der mit dem Ende der Diluvialzeit einsetzenden Klimaänderung seine Ursache haben dürfte. Wir können daher diese Art der Schichtung der modernen Tiefseeablagerungen ohne Rücksicht auf Vorhandensein oder Fehlen eines Kalkgehaltes (siehe letzte Tabelle) auch als die „normale Schichtung schlechthin“ bezeichnen.

#### Abnorme Kalkschichtung längs der antarktischen Eiskante

Der „Gauss“ hat nun aber auch Ausnahmen von dieser Regel beobachtet, und zwar bezeichnender Weise in drei zwar ziemlich weit voneinander entfernten, aber unter den gleichen Bedingungen befindlichen Regionen, nämlich dort, wo er zuerst antarktisches Packeis berührte, wo er auf der Treibfahrt Mitte März 1903 das freie Meer erreichte und wo er Anfang April das Eis endgültig verließ. Die an diesen Punkten geloteten Grundproben zeigten nämlich übereinstimmend ein Ansteigen des Kalkgehaltes in der Richtung von oben nach unten, wie aus folgender Tabelle zu ersehen ist:

Schichtung an der antarktischen Eiskante nach E. PHILIPPI:

| Station | Position | Tiefe in m | Kalkgehalt in % | | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | oben | unten | |
| Gauss 49 | 63° 31′ S., 94° 9′ O. | 3450 | 3,1 | 4,6 | Oben meist benthonische, unten viel pelagische Foraminiferen |
| „ 50 | 64° 4′ S., 91° 55′ O. | 3050 | 5,5 | 11,3 | Nach unten Zunahme der pelagischen Foraminiferen |
| „ 79 | 63° 43′ S., 82° 4′ O. | 3570 | 19,4 | 27,9 | Nach unten Zunahme der pelagischen Foraminiferen |
| „ 86 | 62° 4′ S., 75° 15′ O. | 3970 | 0 | 3,4 Mitte! | Oben kalkfreier Diatomeenschlamm, in der Mitte kalkhaltiger, unten fast kalkfreier maringlazialer Schlamm |

Es erhebt sich nun die Frage, ob dieses abnorme Verhalten der Grundproben am Rande des antarktischen Packeisgürtels ebenfalls durch klimatische Faktoren oder, was zunächst auch im Bereiche der Möglichkeit läge, durch jugendliche Bewegungen der Erdrinde zu erklären ist. In letzterem Falle müßte man für die kalkreicheren, tieferen Teile der Grundproben eine höhere, für die kalkärmeren bis kalkfreien, oberen eine tiefere Lage des Meeresbodens annehmen. Nun hat aber nach vielfachen

Erfahrungen der Erdgeschichte und Geomorphologie „Land, das eine Eisdecke getragen hat, im allgemeinen die Tendenz aufzusteigen; man hätte daher für die jüngste Periode eher Hebungen als Senkungen am Rande des antarktischen Kontinentes zu erwarten“. Es liegt daher näher, mit PHILIPPI[459]) klimatische Momente ins Auge zu fassen. Als wahrscheinlichen Grund für die Tatsache, daß die Eiskante vielfach als Scheide zwischen kalkfreien und kalkhaltigen Ablagerungen auftritt, hatten wir die Wirkung nordsetzender Strömungen kennen gelernt, welche die kalkigen Hartgebilde von Planktonorganismen, soweit sie nicht überhaupt der Auflösung verfallen, meist erst außerhalb der Packeiszone zu Boden sinken lassen. Entsprechend der für die im Vorigen besprochene „normale Schichtung schlechthin“ gegebenen Deutung würde man daher für die Schichtung von kalkärmerem Sediment über kalkreicherem umgekehrt anzunehmen haben, daß zu der Zeit, in der sich die Unterschicht bildete, die Packeisgrenze weiter im Süden lag, als heute, mit anderen Worten, daß damals das Klima wärmer war als das jetzige. „Da sich anscheinend die Sedimente am Rande der Eiskante ziemlich rasch bilden, wird man diese etwas wärmere Periode wohl noch in die Postglazialzeit zu versetzen haben. Darauf deutet auch der Befund auf Station 86 hin, wo zuerst unter kalkärmerem Schlamm kalkreicherer auftritt, zu unterst aber wieder ein fast kalkfreier Glazialschlamm beobachtet wurde; dieser unterste Teil ist dann wohl als diluvial zu deuten.“

Leider sind die Umstände der Beobachtung anderer Anzeichen für ein postglaziales besseres Klima in der Antarktis nicht günstig, denn wenn das Eis in den letzten Jahrtausenden wieder vorrückte, so mußten alle Anzeichen eines früheren Rückzuges verdeckt werden. Möglicherweise deutet aber eine von der schwedischen Expedition unter OTTO NORDENSKIÖLD in der Westantarktis gemachte Beobachtung auf ein milderes Klima in einer bestimmten postglazialen Periode hin. Am Sidney-Herbert-Sund auf der Roß-Insel fand J. G. ANDERSSON[460]) bei dem Vorsprunge „The Naze“ in geringer Höhe über dem Meeresspiegel einen geschichteten Ton, der zwar zahlreiche, auch gekritzte Geschiebe, aber daneben reichlich marine Molluskenschalen enthielt. Unter den letzteren deuten Thracia meridionalis, eine ausgesprochen subantarktische Art, und eine große Voluta-ähnliche Schnecke auf ein wärmeres Klima hin. Immerhin dürfte das Meer, in welchem sich dieses Sediment absetzte, noch von Eisbergen bedeckt gewesen sein, und es ist nicht ganz zweifellos, daß diese Ablagerung wirklich postglazial ist. Von Wichtigkeit ist aber, daß wir längst für die nördliche Halbkugel Beweise dafür besitzen, daß in einem gewissen Abschnitt der Postglazialzeit bereits einmal ein Wärmeoptimum existiert hat, dem wiederum eine kältere Zeit gefolgt ist. Diese wärmere Zeit ist, wenn wir der Zusammenfassung

folgen, welche G. ANDERSSON im Anschluß an die für den 11. Internationalen Geologenkongreß in Stockholm 1910 herausgegebenen, diesbezüglichen Arbeiten[461]) gegeben hat[462]), insbesondere für ein großes Gebiet um den nordatlantischen Ozean herum festgestellt. Auch stützen zahlreiche Feststellungen biologischer Art diese Annahme. So hat man z. B. beobachtet, daß die Eiche früher eine weitere Verbreitung besaß als heute, daß der Haselstrauch in jüngster Zeit aus dem nördlichen Schweden zurückgewichen ist, daß die Föhre in Norwegen nicht mehr so hoch hinaufsteigt, wie in einer nicht allzufernen Vergangenheit. Ferner deuten mancherlei Feststellungen in den Alpen auf eine jugendliche Klimaverschlechterung hin; endlich sind gewisse gehobene, marine Ablagerungen an den Küsten von Spitzbergen, Franz Josephs-Land, Island, Ost- und Westgrönland (Disko-Bai) mit Formen, welche heute an jenen Küsten jeweilig nicht mehr leben — wie Anomia ephippium, Zirphaea crispata, Pecten islandicus, Cyprina islandica, Littorina littorea, Mytilus edulis — von AD. S. JENSEN und PAUL HARDER[463]) in ähnlicher Weise gedeutet worden, wenn auch eine einwandfreie Parallelisierung der einzelnen Lagen noch aussteht. Gewisse Beobachtungen machen es aber wahrscheinlich, daß der Wärmeüberschuß im Vergleich mit der Jetztzeit in nördlicher gelegenen Gebieten jeweils größer als in südlicheren gewesen ist. Auch auf der südlichen Halbkugel dürfte nach jener Darstellung ein ähnliches Wärmeoptimum in der Postglazialzeit geherrscht haben; doch ist hierüber erst verhältnismäßig wenig bekannt[464]).

Aber vor allem scheint sich eine solche Änderung des Klimas auch in den marinen Ablagerungen der nördlichen Halbkugel abzuspiegeln: Das vollständige Profil der Schichten, die sich am Boden des Norwegischen Nordmeeres vorfinden, ist nach SCHMELCK folgendes:

Oben: 3) Dünne, braungefärbte, tonige Deckschicht ohne Foraminiferen.

2) Brauner, foraminiferenreicher, meist zwischen 25 und 45% $CaCO_3$ enthaltender Ton (Übergangs- und Biloculina-Ton SCHMELCKS), der nur eine verhältnismäßig dünne Schicht bildet, welche aber vom Lande gegen das Beckenzentrum hin an Mächtigkeit zunimmt.

Unten: 1) Grauer Ton fast ohne Tierreste und nur mit 1—2% $CaCO_3$.

Vielleicht deutet dieses Profil auf eine zweifache Klimaänderung hin. Den grauen Ton der untersten Lage darf man wohl als das Produkt der Eiszeit ansehen. Das an Foraminiferen reiche Biloculinensediment, das wir früher einmal als den nördlichsten Vertreter des atlantischen Globigerinenschlammes mit einigen Blauschlick- und glazialen Zügen bezeichneten, weist offenbar auf eine wärmere Postglazialperiode hin. „Vielleicht spricht sich aber in der foraminiferenfreien obersten Schicht eine ganz junge Klimaverschlechterung aus; durch die Abkühlung

des Meereswassers wurden teils die Lebensbedingungen für die planktonische Foraminiferenfauna ungünstiger, teils wurde die Lösungsfähigkeit für kohlensauren Kalk verstärkt". Daß aber für die Bildung der Sedimente am Boden des Norwegischen Nordmeeres in jetziger und unlängst vergangener geologischer Zeit nach NANSEN neben Klimaänderungen auch Niveauverschiebungen in Frage kommen, ist bereits mehrfach erörtert worden; und es dürfte schwierig sein, die relative Wichtigkeit dieser beiden Faktoren in diesem besonderen Falle richtig gegeneinander abzuwägen.

**Durch tektonische Verstellungen des Meeresbodens bedingte Schichtungen**

Gegenüber der „normalen (Kalk-)Schichtung schlechthin" tritt „abnorme Kalkschichtung" anscheinend ziemlich regelmäßig längs der antarktischen Packeiskante auf und ist nach Vorigem in dem ebenfalls glazial beeinflußten Norwegischen Nordmeer beobachtet worden. In wärmeren Meeren dagegen beobachtet man das Auftreten kalkreicherer unter kalkärmeren Schichten nur sporadisch; und hier versagt die Erklärung durch Klimaänderung vollständig, da Gebiete „normaler" und „abnormer Kalkschichtung" anscheinend unvermittelt aneinanderstoßen. Hier wird man vielmehr ganz von selbst zur Annahme jugendlicher Krustenbewegungen am Meeresboden gedrängt. Bevor ich auf Einzelheiten eingehe, mögen die Tatsachen in einer Tabelle (S. 443) wiedergegeben sein.

Die in der Tabelle zuerst aufgeführte Probe der „Gauss"-Station 4 entstammt der Romanche-Tiefe. Sie ist von großem Interesse nicht nur wegen ihres Reichtums an „kontinentalen" Mineralkörnern in ihrem oberen Teile und ihrer Annäherung an hemipelagischen Blauschlick in der Mitte, — weswegen wir bereits in einem vorhergehenden Abschnitte ihrer gedacht haben, — sondern vor allem auch wegen des Auftretens von normalem Globigerinenschlamm mit 47,2% $CaCO_3$ unter über 40 cm völlig kalkfreiem Sediment. Die größte Tiefe, aus welcher Globigerinenschlamm sonst bekannt geworden ist, beträgt wenig über 6000 m und liegt weit entfernt im nördlichen Atlantischen Ozean, sodaß wir unbedenklich sagen können, daß sich heute ein so kalkreiches Sediment im Niveau der Romanche-Tiefe nicht mehr zu bilden vermag. Wir dürfen daher vermuten, daß die unterste, kalkreiche Schicht sich ursprünglich in viel geringerer Tiefe niedergeschlagen hat und daß seitdem sich der Meeresboden an Stelle der heutigen Romanche-Tiefe um ungefähr 2000 m gesenkt hat. PHILIPPI möchte annehmen, daß im Zusammenhange damit, wenn vielleicht auch etwas später, die westafrikanische Küste bedeutend zurückgewichen ist, da die unteren Teile der Probe mit der schwärzlichen Tonsubstanz im unlöslichen Rückstand des

| Station | Position | Tiefe in m | Länge der Probe in cm | Art des Sedimentes und $CaCO_3$ in % | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | oben | in der Mitte | unten |
| Gauss 4 | 0° 11′ S., 18° 16′ W. | 7230 | 46 | Sandiger roter Ton 0 | Blauschlick 0 | Globigerinenschlamm 47,2 |
| Gauss 107 | 28° 33′ S., 4° 22′ O. | 5080 | 12 | Sandiger roter Ton 18,7 | ? | Globigerinenschlamm 81,6 |
| „ 27 | 35° 31′ S., 5° 48′ O. | 5200 | ca. 33 | Roter Ton 7,1 | Globigerinenschlamm 48,7 | Roter Ton 26,7 |
| „ 28 | 35° 39′ S., 8° 15′ O. | 5210 | 80 | Roter Ton 18,8—40,5 nach unten zu | RoterTon, bezw. Globigerinenschlamm. Es wechseln nach unten zu 16,4, Spuren, 37,5, 46,3 und 44,4 | Roter Ton, nur Spuren |
| „ 29 | 35° 53′ S., 13° 9′ O. | 4970 | 69 | „Toniger Feinsand“ 22,2 | Globigerinenschlamm 34,8 | Roter Ton 0 |
| Gauss 98 | 26° 30′ S., 48° 30′ O. | 4780 | 27 | Globigerinenschlamm 32,9 | Globigerinenschlamm 41,4 | Roter Ton 7,8—3,1 |
| „ 100 | 28° 58′ S., 40° 58′ O. | 4980 | ca. 32 | „Toniger Sand“ 5,4 | ? | „Sandiger Ton“ 15,1 |
| Challenger 181 | 13° 50′ S., 151° 49′ O. | 4462 | — | Roter Ton 6,4 | Globigerinenschlamm 32,3 | — |
| Challenger 286 | 33° 29′ S., 133° 22′ W. | 4270 | ca. 16 | Roter Ton | Globigerinenschlamm | — |
| | | | | Die Angabe von 25,13% $CaCO_3$ dürfte sich auf die gesamte Probe beziehen, welche im obersten Drittel kaum merkbar, in den unteren zwei Dritteln stark mit verdünnter Säure aufbrauste | | |

Globigerinenschlammes und dem hemipelagischen Charakter der darüberliegenden Lage noch auf Flußtrübe der westafrikanischen Ströme hinweisen, während die oberen Teile, abgesehen von der sandigen Beimengung, viel mehr eupelagischem Roten Ton entsprechen.

Noch verwickelter liegen die Verhältnisse in Bezug auf den Kalkgehalt bei den Proben von den „Gauss“-Stationen 107 und 27—29 aus der Kapmulde. Ein sehr erhebliches Ansteigen des Kalkgehaltes, von 18,7 oben auf 81,6 unten zeigt die erstgenannte Station im nördlichen Teile der Kapmulde. In den Proben 27—29 bilden die oberste Schicht Sedimente von mäßigem Kalkgehalt (7,1, 18,8, 22,2%), in einer mittleren

Schicht steigt der Kalkgehalt auf 48,7, 46,3, 34,8%, um dann wieder zu sinken, und zwar bei der ersten Probe auf 26,7%, bei der zweiten auf Spuren und bei der dritten auf 0%. Der Übergang der mittleren, kalkreicheren Lagen zu den unteren kalkärmeren oder -freien Sedimenten könnte zunächst als „normale Kalkschichtung" im besprochenen Sinne aufgefaßt und auf Klimaänderung zurückgeführt werden, da die Kalkgehaltsdifferenzen durchaus von der Größenordnung der bei jener beobachteten sind, wovon man sich durch Vergleich der letzten mit der auf S. 435 gegebenen Tabelle überzeugen möge. Die Abnahme des Kalkgehaltes von der mittleren Schicht zur oberen kann jedoch nur durch eine jugendliche Verstellung des Meeresbodens erklärt werden, und zwar würde sie auf eine Senkung von mindestens 1000—1500 m hinweisen. PHILIPPI hat die Beteiligung „normaler Kalkschichtung", also einer Klimaänderung für die Proben der Stationen 27—29 nicht in Erwägung gezogen und muß daher der Senkung, die wir soeben ableiteten, eine Hebung vorhergehen lassen. Welche dieser beiden Möglichkeiten das Richtige trifft, wird schwer endgültig zu entscheiden sein; denn dem gegen die erstgenannte Deutung zu erhebenden Einwurf der Verwendung zweier verschiedener Faktoren für dieselbe Sache könnte man immerhin entgegenhalten, daß die Natur, solange man nicht mathematisch zu erfassende Gesetzmäßigkeiten vor sich hat, in der Regel komplizierter ist, als man zunächst anzunehmen geneigt sein möchte. Immerhin gibt die Probe von der „Gauss"-Station 28 in dieser Richtung doch zu denken. Hier deutet das Schwanken des Kalkgehalts von Spuren unten über 44,4, 46,3, 37,5%, Spuren, 16,4, 40,5 zu 18,8% oben in der Tat auf mehrfache Hin- und Herbewegungen des Meeresbodens hin, und zwar würden wir bei Annahme „normaler Kalkschichtung" im unteren Teile der Probe für die beiden höheren Minima des Kalkgehaltes auf je eine Senkung und eine zwischenliegende Hebung zu schließen haben, während bei Ausschaltung des klimatischen Momentes zweimal aufeinanderfolgend Hebung und Senkung anzunehmen wäre. Vielleicht geben aber die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen einen Anhaltspunkt für die Parallelisierung, da wir annehmen dürfen, daß dieselben in der Tiefsee unter gleichen Bedingungen der Tiefe usw. nicht sehr wesentlich schwanken. Schalten wir hierbei nun die Probe von Station 29 aus, da die Diskussion durch die Beimengung von ziemlich viel Feinsand in allen drei Lagen sich sehr komplizieren und dadurch unfruchtbar werden würde, so bleiben zum Vergleich die einander benachbarten Proben der „Gauss"-Stationen 27 und 28 übrig, die aus fast gleicher Tiefe (5200 und 5210 m) stammen. Nehmen wir hier aber die Oberfläche der beiden Proben als stratigraphisch gleichwertige Flächen an, so sprechen die in PHILIPPIS Darstellung angegebenen Mächtigkeiten der einzelnen Lagen allerdings für folgende Parallelisierung:

| Station 28 | Station 27 |
|---|---|
| Roter Ton mit 18,8% $CaCO_3$ | Roter Ton mit 7,1% $CaCO_3$ |
| Globigerinenschlamm mit 40,5% $CaCO_3$ | Globigerinenschlamm mit 48,7% $CaCO_3$ |
| Roter Ton mit 16,4%, bezw. nur mit Spuren von $CaCO_3$ | Roter Ton mit 26,7% $CaCO_3$ |
| Globigerinenschlamm mit 46,3% $CaCO_3$ | ? |
| Roter Ton nur mit Spuren von $CaCO_3$ | ? |

Ist diese Parallelisierung richtig, dann würde allerdings die Beteiligung der durch Klimaänderung bedingten „normalen Kalkschichtung" beim Zustandekommen der geschichteten Bodenprobe von „Gauss"-Station 27 nicht in Frage kommen. Immerhin bliebe noch die Möglichkeit bestehen, daß für die beiden unteren Lagen der Station 28 damit zu rechnen wäre. Aber auch dann würde die Annahme zweier Senkungen mit zwischenliegender Hebung für diese Probe nicht zu umgehen sein!

Eine Zone mit verkehrter Kalkschichtung passierte der „Gauss" dann noch südlich von Madagaskar, wo auf den in der Tabelle angegebenen Stationen 98 und 100 gelotet wurde. Diese Zone „scheint im Osten und Westen den submarinen Rücken zu begleiten, in dem sich Madagaskar nach Süden fortsetzt . . .". Es handelt sich hier wohl um Senkungen zu beiden Seiten dieses südmadagassischen Rückens, denen nach der Ansicht von PHILIPPI eine Hebung des Rückens selbst entsprechen könnte.

Daß endlich auch dem Pazifischen Ozean solche Niveauverschiebungen am Meeresboden nicht fehlen, geht aus zwei Lotungen des „Challenger" im Korallenbecken (Station 181) und weiter südöstlich mitten im Südpazifischen Ozean (Station 286) hervor, welche schon KRÜMMEL im Sinne einer jugendlichen Senkung gedeutet hat.

Sicher kein Zufall ist aber die Tatsache, daß sich in mehr als einem der für „abnorme Kalkschichtung" in den Tropen besprochenen Fälle, und zwar auf den „Gauss"-Stationen 4, 107, 29 und 100, dieses Phänomen mit dem der früher beschriebenen „Tiefseesande" kombiniert. Daß auch bei Diskussion dieser eigenartigen Ablagerungen sich die Annahme von Niveauschwankungen des Meeresbodens förmlich aufdrängte, spricht gewiß für deren Realität.

Roter Ton über Globigerinenschlamm ist übrigens auch im Nordatlantischen Ozean neuerdings 7 mal vom „Michael Sars" beobachtet worden. So zeigte die 35 cm lange Probe von der Station 49c aus 5444 m unter 29° 7′ N., 25° 32′ W. eine sehr komplizierte Schichtung von helleren und braun gefärbten Lagen, welche nach den vorläufigen Prüfungen oben einen Roten Ton mit 25% $CaCO_3$, unten einen

Globigerinenschlamm mit 64% $CaCO_3$ darstellten; indessen bleiben genauere Mitteilungen über diese Proben abzuwarten.

Eine intensive Veränderung der Ablagerungsverhältnisse, wahrscheinlich bedingt durch eine Hebung des Meeresbodens, ist auch wohl anzunehmen, wenn der „Challenger" bei den Kei-Inseln im Westen von Neu-Guinea auf seiner Station 192 A unter 5° 49′ S., 132° 14′ O. aus nur 236 m Tiefe mit der Dredsche kuchenartige Massen förderte, welche ganz den Eindruck verhärteten Globigerinenschlammes machten. Der Kalkgehalt ergab sich zu 79,56% und bestand mit 60% aus pelagischen Foraminiferen, sodaß MURRAY und RENARD im Dünnschliff den Eindruck eines tropischen Globigerinenschlammes aus Küstennähe erhielten, dessen Elemente durch ein feinkörniges Kalkbindemittel verkittet und dessen Organismenschalen mit derselben Substanz erfüllt sind. „It is not improbable that these large concretions or rock-fragments are hardened portions of deep-sea deposit formed at much greater depth, and subsequently elevated into the position in which they were found, probably by the same elevation as that which upheaved the neighbouring islands". Heute bildet sich in diesen Gebieten ein typischer Blauschlick mit mehr oder minder großem Glaukonitgehalt oder echter Grünschlick. — Leider hat BÖGGILD[301]) bei geschichteten Bodenproben, welche die „Siboga" in der Banda-See erbeutet hatte, keine getrennte mechanische und chemische Behandlung der einzelnen, durch Farbe und Konsistenz unterschiedenen Schichten durchgeführt, und es mußte ihm daher versagt bleiben, eine Erklärung dieser Vorkommnisse zu finden.

#### Schlußwort über Schichtungen am Meeresboden

Nehmen wir alles im Vorhergehenden über Schichtung moderner Meeressedimente Gesagte zusammen, so kann bisher zwar nur Weniges mit absoluter Sicherheit über die Ursachen derselben ausgesprochen werden, und dieses Wenige genügt auch noch kaum, um eine Eingliederung der beobachteten Schichtungen in die Übersicht der überhaupt möglichen Schichtungsarten[450]) zu versuchen. Immerhin darf gesagt werden, daß weitere Untersuchungen auf diesem Gebiete durch künftige Expeditionen sehr wertvolle Aufschlüsse in diesen Beziehungen versprechen, zumal wenn unsere Kenntnisse über die Verteilung der in Frage kommenden Planktonten und den Zusammenhang der Sedimentverbreitung mit den Meeresströmungen weitere Förderung erfahren sollten.

### ε) Klimatische Beeinflussung der marinen Sedimentation

Während auf dem Festlande das Klima hauptsächlich, indem es die Art der Verwitterung der Gesteine bedingt, den neu entstehenden Sedimenten seinen Stempel aufdrückt, und zwar so, daß dem Geologen bei Unter-

suchung kontinentaler Sedimente die Frage nach dem bedingenden Klima förmlich aufgedrängt wird, kann Ähnliches für die marinen Sedimente nur in abgeschwächterem Maße ausgesagt werden. Das liegt daran, daß die auf dem Festlande unter verschiedenen Klimaten so starken Differenzen in der Temperatur, welche hier von direkten klimatischen Einflüssen eigentlich allein in Frage kommen, sich bereits in geringen Tiefen mehr und mehr verwischen und dafür ganz andere Faktoren in den Vordergrund treten, deren Mitwirkung das atmosphärische Klima der Kontinente nicht kennt, nämlich Salzgehalt und Dichte des Meerwassers oder der Verlauf der je nach der Gestalt des Meeresgefäßes zwangsläufigen Meeresströmungen. Der Einfluß dieser letztgenannten Faktoren ist in den vorhergehenden Abschnitten verschiedentlich und zur Genüge gewürdigt worden. Anderseits aber gibt es doch auch verschiedene Anzeichen für den Einfluß des atmosphärischen Klimas auf die marinen Sedimente, auf welche im Folgenden im Zusammenhange hingewiesen werden soll, da sie nicht nur aktuelles, sondern auch paläogeographisches Interesse haben, indem sie einerseits das Nebeneinander der verschiedenen Klimate demonstrieren, anderseits aber in Gebieten mit den soeben beschriebenen Schichtungen auch Klimawechsel erkennen lassen.

Ein gewissermaßen indirekter Einfluß des atmosphärischen Klimas und zwar der benachbarten Festlandsflächen kann dort festgestellt werden, wo innerhalb der früher sogenannten „terrigenen" Sedimente sich minerogen-chersogene Komponenten anhäufen, die als Verwitterungsprodukte angrenzender Festländer angesehen werden müssen. Das beste Beispiel hierfür bilden die Rotschlicke, deren Eisenreichtum und chemische Eigenheit auf die Abtragung von Festlandsflächen mit Lateritverwitterung oder Lößbedeckung hinweisen. Im gleichen Zusammenhange mag auch noch einmal auf die rötliche Färbung der Globigerinenschlamme des „Dunkelmeeres" in der Gegend der Kapverdischen Inseln hingewiesen werden, welche auf den beigemengten Passatstaub aus der Sahara zurückzuführen ist.

Direkte klimatische Einwirkungen lassen aber nicht nur die halmyrogenen Komponenten, sondern vielfach auch der biogene Anteil der Sedimente erkennen. Zwar bleibt es nach früher Gesagtem noch zu beweisen, ob die Oolithbildung durch Erhöhung des Salzgehaltes unter dem Einfluß trockenen Klimas begünstigt wird, wie bei rein anorganischer Deutung nicht bezweifelt werden könnte, oder ob dabei biologische Vorgänge im Vordergrunde stehen. Anderseits steht die stete Beteiligung ariden Klimas bei der Ausscheidung reicherer Vorkommnisse von Strandsalzen — wie für die Anlage von künstlichen Salzgärten — außer aller Frage.

Indem wir zu den biogenen Komponenten übergehen, bedarf es nur eines kurzen Hinweises auf die charakteristische Verbreitung des Diatomeen-

schlammes und die mit durch ein bestimmtes Wassertemperaturminimum bedingte geographische Beschränkung der Korallenriffe, um die Bedeutung des Klimas für die Bildung dieser Ablagerungen zu erkennen. In beiden Fällen handelt es sich um Bewohner der höchsten Wasserzonen, das eine Mal zwar um planktonische Pflänzchen, das andere Mal um benthonisch lebende Tiere des Flachwassers. Bleiben wir aber bei den letzteren, so müssen wir überhaupt für die tropischen Meere eine intensivere Kalkausscheidung auf organischem Wege als in den Meeren der kälteren Zonen feststellen. Darauf haben schon MURRAY und IRVINE[465]) hingewiesen und zwar nach eingehenden Vergleichen, welche nicht nur die einzelnen Individuen, sondern auch die absolute Menge produzierten Kalkes in Rechnung zogen. Das gilt auch für das kalkschalige tierische Plankton, wie besonders die Globigerinen, aber auch die Pteropoden, welch' letztere wir in kälterem Wasser hauptsächlich nur noch in schalenlosen Formen antreffen. Dafür ist hier das Reich des kieselschaligen Planktons, und in gewisser Weise können daher Globigerinenschlamm und Diatomeenschlamm als zwei klimatische Extreme Eupelagischer Ablagerungen angesehen werden.

Intensivste Beeinflussung durch klimatische Faktoren lassen aber weiterhin die kalkarmen bis kalkfreien Eupelagischen Ablagerungen erkennen, indem bei deren Entstehung das aus den höheren Breiten stammende, kalte, sauerstoff- und kohlensäurereiche Tiefenwasser eine bedeutungsvolle Rolle spielt. Das gleiche gilt aber für diejenigen marinen Sedimente, welche wie die glazialmarinen Ablagerungen und die Diatomeenschlamme im Umkreis der antarktischen Eiskalotte einmal den Einfluß des Treibeistransportes, zum anderen aber den des Transportes durch Eisschmelzströme erkennen lassen. Gerade diese Ablagerungen sind es, welche an den Grenzen ihrer Verbreitung einander vielfach überlagern, wie wir in dem vorhergehenden Abschnitte über Schichtung eingehender behandelt haben. Wenn wir aber als Ursache eines Teiles dieser Schichtungen mit guten Gründen Klimawechsel, verursacht durch Verschiebungen der Klimagürtel im Zusammenhange mit dem Verschwinden der Erscheinungen der Eiszeit, annahmen, so geht daraus zur Genüge hervor, von welcher Wichtigkeit klimatische Erscheinungen doch auch für die marine Sedimentbildung sind; nur liegt ihre Wirkung nicht so offen zutage, wie bei der kontinentalen Sedimentbildung, sondern wird z. B. mit dem äquatorwärts gerichteten Lauf des kalten Tiefenwassers des Subpolarmeeres weithin verschoben oder wird nur indirekt wirksam, indem zunächst z. B. die Lebensbedingungen gewisser Organismen gefördert oder gehemmt werden. Aber zweifellos haben wir es hier mit wichtigen Zusammenhängen zu tun, für deren weitere Aufklärung noch viel zu tun bleibt.

## ζ) Die Stratigraphie der jungen Neubildungen des Meeresbodens

Den Geologen interessieren die jungen Neubildungen des Meeresbodens, welche die Tiefsee-Expeditionen mit der Dredsche oder der Lotröhre heraufholen, nicht nur vom aktualistischen Standpunkte aus, sondern auch vom stratigraphischen, und er wird versuchen, dieselben seinem durch Beobachtungen auf dem Festlande gewonnenen stratigraphischen Schema einzugliedern. Denn es geht heute doch nicht mehr an, alle in den vorhergehenden Abschnitten besprochenen Bildungen schlechthin als „rezente" zu bezeichnen. Darauf weisen nicht nur die Funde gewisser subfossiler bis fossiler Einschlüsse im Roten Ton der küstenfernsten Teile der Tiefsee, sondern auch ein Teil der soeben besprochenen Schichtungen hin.

### Die Schnelligkeit der Sedimentation in den verschiedenen Meeresregionen und die relative Mächtigkeit der einzelnen Sedimente

Eine wichtige Frage, die eng mit der stratigraphischen Einordnung der einzelnen Schichten in unser Altersschema zusammenhängt und hier zunächst behandelt werden muß, ist die nach der Schnelligkeit der Sedimentation in den verschiedenen Meeresregionen und damit nach der Mächtigkeit der einzelnen Sedimente. Die Beantwortung derselben für die einzelnen Sedimentarten ist bestimmend für unsere Anschauungen über deren größere oder geringere Geeignetheit zum Verdecken oder zum Durchschimmernlassen z. B. der tektonischen Eigenschaften des tieferen Untergrundes. Schon G. Bischof[466]) hat vor 50 Jahren den diesbezüglich sicher richtigen Schluß gezogen, daß, je größer die Oberfläche der Meere ist, desto kleiner unter übrigens gleichen Umständen die Höhe der Sedimente wird, welche sich in einer bestimmten Zeit auf dem Meeresboden absetzen. Aber er überschätzt noch — in für seine Zeit begreiflicher Unkenntnis der Absatzverhältnisse in der küstenfernen Tiefsee — die Bedeutung der Sedimentation für die Tiefe der Ozeane, wenn er weiterhin schreibt: „Combinieren wir in den drei Weltmeeren alle Verhältnisse, welche Bezug haben auf die Erhöhung des Meeresbodens durch sedimentäre Bildungen: so ergiebt sich, daß im atlantischen Ocean dazu die günstigsten Bedingungen gegeben sind. Kein Wunder ist es daher, wenn wir in diesem Ocean die geringsten Meerestiefen finden."

Die Tatsache, daß wir die Herkunft der einzelnen Komponenten im großen und ganzen kennen, das allmähliche Erlahmen der wirksamen Transportkräfte, auch die Intensität der am Meeresboden vor sich gehenden chemischen Umbildungen gestatten uns durchaus, die die Schnelligkeit der Sedimentation und die Mächtigkeit bedingenden Verhältnisse wenigstens in großen Zügen zu überblicken. Im allgemeinen

muß die Sedimentation um so langsamer vor sich gehen und damit ceteris paribus die Mächtigkeit der entstehenden Bildungen um so geringer werden, je weiter man sich vom Festlande entfernt, wobei aber vereiste Kontinente und unvereiste Länder sich graduell verschieden verhalten werden. Während diese Gesetzmäßigkeit auf der verschieden großen Beteiligung chersogener Komponenten beruht, läßt die Beteiligung der organogenen kalkigen Komponenten daneben auch die Bedeutung der Tiefe hervortreten. Indem aber in den großen Verhältnissen des Meeres die für manche kleine Sedimentationsräume gültige Regel, daß die zentralen Vertiefungen zuerst und mit den mächtigsten Bildungen ausgefüllt werden, schon an sich keine Gültigkeit besitzt, kann gerade die kalkig-organogene Komponente in den höheren Wasserschichten und auf flacheren Kuppen und Bänken dazu beitragen, daß solche Untiefen sich schneller erhöhen als ihre tiefer gelegene Umgebung. Das gilt aber nur, was ausdrücklich betont werden muß, für die von vornherein mehr oder weniger festen Riff- und Bankkalke und damit auch nur für solche geringen Tiefen, in denen die betreffenden Organismen des Benthos zu gedeihen vermögen, also insbesondere bei Riffkorallen für Tiefen nicht unter allenfalls 50 m, bei den auf das Sonnenlicht angewiesenen Kalkalgen aber nicht unter Tiefen von einigen hundert Metern. Auf keinen Fall darf aber, wie das gelegentlich geschehen ist, angenommen werden, daß durch einen solchen Vorgang submarine Bänke vom Boden der Tiefsee bis in die Nähe des Meeresspiegels wachsen und nun etwa als Unterlage für den Aufbau von Korallenriffen dienen könnten. Der Anhäufung von planktonischen Kalkresten wird schon in größeren als den hierbei in Betracht kommenden Tiefen ein Halt durch die Gezeitenströmungen und andere Wasserbewegungen gesetzt, die solch' feinen Komponenten nur in bedeutenderen Tiefen ruhigen Absatz gestatten. Die schon durch den Mangel an klastischen Komponenten bedingte, geringe relative Mächtigkeit der Ablagerungen der küstenfernen Tiefsee tritt hier aber um so mehr in Erscheinung, als die Kalkauflösung mit wachsender Tiefe mehr und mehr die organogen-kalkigen Komponenten ausmerzt.

Im Einzelnen werden nun diese großen Gesetzmäßigkeiten mehr oder minder durch besondere Bedingungen modifiziert. Die hemipelagischen Blauschlicke, insbesondere in Meeresteilen, in welche große Ströme einmünden, dürften sich relativ rasch und entsprechend in großer relativer Mächtigkeit anhäufen. Dem entspricht die relativ geringe Veränderung der Komponenten. Das gleiche gilt für den roten Schlick, für vulkanische Schlicke und Sande im nächsten Umkreis noch tätiger Vulkane, soweit die vulkanischen Sedimentkomponenten ein möglichst frisches Aussehen zeigen, und für Korallensande und -schlicke. Die meisten vulkanischen Sedimente der küstenfernen Tiefsee zeigen dagegen in der intensiven Zersetzung ihrer Komponenten und in der Über-

rindung mit oxydischen Manganverbindungen relativ langsamen Absatz an. Recht langsam — veranlaßt durch Strömungen, welche den Meeresboden fegen — dürfte auch die Sedimentation im Falle der Grünsande und -schlicke stattfinden; daher die intensive Zersetzung der beteiligten Mineralpartikel und die Neubildung sekundärer Produkte, wie Glaukonit, beziehungsweise die Pseudomorphosierung älterer Bildungen mit Fossilien vergangener Perioden zu Phosphorit, worauf wir noch einmal zurückkommen.

Von den Eupelagischen Sedimenten häufen sich wahrscheinlich die Pteropoden- und Globigerinenschlamme tropischer Regionen relativ am schnellsten an, da hier nicht nur die Menge der planktonischen Mollusken und Foraminiferen größer ist, sondern auch die einzelnen Schalen kompakter und widerstandsfähiger gegen Auflösung sind als in außertropischen Regionen. Sodann dürfte sich Diatomeenschlamm verhältnismäßig rascher anhäufen als Radiolarienschlamm, da er einerseits wenigstens in einem Teil der Proben mehr kalkige Planktonskelette enthält als dieser, und anderseits dürften auch im allgemeinen in ihm die gröberen Mineralfragmente häufiger sein als im Radiolarienschlamm. Das Minimum an Sedimentation dürfte aber in den Gebieten des Roten Tones und Radiolarienschlammes, insbesondere in den küstenfernen Regionen des Pazifischen und Indischen Ozeans, zu suchen sein. Hier wirken das Fehlen ins Gewicht fallender chersogener, klastischer Komponenten und die Ausmerzung des Kalkkarbonates planktonischer Herkunft zusammen, und hier beobachten wir als Beweis des langsamen Absatzes die Anreicherung kosmischer Partikel, die Anhäufung radioaktiver Substanzen, die intensive Zersetzung vulkanischer Komponenten und eine Anzahl von Neubildungen, wie Manganknollen und Phillipsite, welch' letztere an sich schon auf eine längere Bildungszeit hindeuten könnten. Zu alledem aber kommt die Beimengung von Resten ausgestorbener Organismen, welche trotz dieses Alters von den Sedimenten noch nicht völlig eingedeckt worden sind.

Diesen relativen Angaben gegenüber besitzen wir zunächst so gut wie nichts an wirklich sicher gestellten absoluten Zahlen für die Mächtigkeit, welche die einzelnen Ablagerungen in bestimmten Zeiträumen erreichen können. Denn direkte Messungen dieses Betrages sind natürlich ausgeschlossen[500]). Auch die bei Kabelreparaturen gelegentlich gemachten Beobachtungen geben doch nur sehr rohe und unsichere Schätzungen. Im Jahre 1903 führte PEAKE mit dem Kabeldampfer „Faraday“ im nordatlantischen Ozean unter 50° N. in ca. 4200 m Tiefe die Hebung eines Kabels durch, welches 28 Jahre am Meeresboden geruht hatte. Das gleiche Kabel war bereits im Jahre 1888 von F. R. LUCAS auf der „Scotia“ zwar etwa 370 km („200 Seemeilen“) weiter östlich aus ca. 3660 m Tiefe gehoben worden und trotz seines dreizehnjährigen Alters nur in der Hanfumwicklung unbedeutend beschädigt gefunden. Stücke des 1903

gehobenen Kabels, welche LUCAS vorgelegt wurden, ließen aber keine weitergehenden Veränderungen erkennen, so daß MURRAY und PEAKE[364]), welche diese Daten mitteilen, den Schluß zogen, daß Bedeckung mit Globigerinenschlamm die Kabel geschützt haben müsse. Nimmt man an, daß die nach 13 Jahren beobachteten, unbedeutenden Beschädigungen der Hanfumwicklung eine gewisse Zeit in Anspruch genommen haben, so würde sich nach diesen Autoren für den Zeitraum von rund 10 Jahren unter 50° N., 31′ W. in 3660 m („2000 Faden") Tiefe ein Sedimentationsbetrag von 2,5 cm („one inch") Globigerinenschlamm ergeben. Viel besser erhalten zeigte sich aber ein anderes Kabel, im äquatorialen Teile des Atlantischen Ozeans, welches nach 9jährigem Liegen im Jahre 1883 unter 2° 47′ N., 30° 24′ W. aus 3475 m gehoben wurde; und es ist anzunehmen, daß dieses in den wärmeren und planktonreicheren Gewässern dieser Meeresregion rascher eingebettet und damit auch den zerstörenden Einflüssen der Meeresbodenoberfläche entzogen wurde. Übrigens zeigen die auf Globigerinenschlamm gebetteten Kabel, wie viele Fossilien in tonigen Kalken, in der Regel eine gut und eine schlechter erhaltene Seite, welch' letztere die am längsten freiliegende Oberseite ist. Die schützende Wirkung, welche Globigerinenschlamm auf die Kabel ausübt, geht aber auch aus der noch glänzenden Beschaffenheit des Drahtes vom transatlantischen Kabel von 1858 und von Lotdraht, der manches Jahr am Meeresboden gelegen hatte, hervor. Bei alledem wird von den genannten Autoren das Einsinken der Kabel in den nachgiebigen Schlamm unter ihrem eigenen Gewicht auf nur $^1/_4$ des Kabeldurchmessers geschätzt. Aber es wird sich kaum jemals mit Sicherheit entscheiden lassen, ob diese Beträge selbst der Größenordnung nach richtig sind! Denn sie stehen im Widerspruch mit manchen anderen Beobachtungen und Schlüssen, welche mindestens den gleichen Anspruch auf Glaubwürdigkeit erheben können.

Zunächst hat MURRAY selbst darauf hingewiesen, daß an gewissen Stellen des Nordatlantischen Ozeans, an welchen der „Michael Sars" aufrecht im Globigerinenschlamm stehende, halb aus dem Sediment heraussehende, glazial geschrammte Geschiebe gefunden hat, die Sedimentation entweder seit der Eiszeit, in welcher diese Geschiebe durch Eisberge herverfrachtet worden sein müssen, überhaupt gleich Null gewesen sein oder aber Sediment durch Strömungen nachträglich wieder entfernt worden sein muß. Eine dieser Annahmen wird auch erforderlich, wenn wir die Funde der hocharktischen Portlandia (Yoldia) arctica oder anderer Vertreter der Yoldia-Fauna, z. B. am Boden der Biscaya, in Erwägung ziehen.

Sodann aber ist LOHMANN[467]) auf Grund ganz anderer Überlegungen und für die feinkörnigen Coccolithenschlamme der nordatlantischen

Tiefsee zu kaum vergleichbaren Zahlen aus einer ganz anderen Größenordnung gekommen. Nach den älteren Planktonuntersuchungen dieses Autors im Mittelmeer und in der Ostsee sollten gegenwärtig etwa 500 Millionen Individuen von Coccolithophoriden unter 1 qm Meeresoberfläche vorkommen, und hieraus, sowie aus der Vermehrungsstärke dieser Pflänzchen läßt sich berechnen, daß erst in 1000 Jahren soviel Skelette gebildet werden können, daß eine Sedimentschicht von 1 mm Dicke allein aus denselben aufgehäuft werden könnte; an Coccolithenskelettmaterial sinkt unter jedem qm Meeresfläche täglich eine Menge von 165 Millionen Schalen gleich 2800 Millionen Coccolithenplättchen hinab, im ganzen Jahre 60000 Millionen Schalen gleich 1020000 Millionen Coccolithenplättchen. 1000 Millionen Coccolithenplättchen nehmen aber einen Raum von 1 cbmm ein. Coccolithensedimente von derartiger Reinheit sind aber natürlich nirgends vorhanden. LOHMANN fand z. B. in 2400 m Tiefe 30% Coccolithen, in 3700 m 60%, in 4000 m 70% und in 4800 m ebenfalls 70%. Danach würde die Bildung solcher Sedimente für das Millimeter Dicke 300—700, im Durchschnitt 500 Jahre erfordern. Nach neueren Planktonuntersuchungen desselben Autors[346]) würden diese letzten Zahlen indessen noch zu verdoppeln sein, da in den kühlen Gebieten der Hochsee unter 1 qm Meeresfläche unter günstigen Verhältnissen nicht 500 Millionen lebende Pontosphären, sondern durchschnittlich nur rund 250 Millionen gefunden wurden. Wenn daher solche Coccolithenschlamme mindestens 8 cm mächtig durchsunken wurden, dann müßte für deren Bildung ein Zeitraum von 80000 Jahren angenommen werden. Das sind aber Zahlen, welche sich mit den von MURRAY und PEAKE auf Grund der Beobachtungen an Kabeln gegebenen kaum mehr vergleichen lassen, selbst wenn man dem Globigerinenschlamm erheblich raschere Sedimentation zubilligt, als den so außerordentlich feinkörnigen Coccolithenschlammen. Übrigens gelten die für diese abgeleiteten Zahlen nur für die küstenferne Tiefsee. Wenn die Coccolithophoriden z. B. im Christiania-Fjord zu gewissen Zeiten so häufig auftreten, daß sie das Wasser milchig trüben[468]), so wird es verständlich, daß — wie LOHMANN berechnet hat[469]) — im flachen Küstenwasser unter den günstigsten Verhältnissen die nötige Skelettmasse für 1 mm Schlammzuwachs vielleicht schon in etwas mehr als 1 Jahre gebildet werden könnte, wenn die Algen diese ganze Zeit hindurch in gleicher Häufigkeit auftreten würden, während im Binnenmeere 100 Jahre dazu erforderlich sein dürften.

Wenden wir uns von diesen Betrachtungen über die Mächtigkeit, die wir später nach Erörterung der stratigraphischen Probleme im Zusammenhange mit diesen und von besserer Grundlage aus abermals in Angriff nehmen wollen, zunächst diesen selbst zu.

## Die Stratigraphie der jungen Neubildungen des Meeresbodens

### Vorbemerkungen

Die vorhergehenden Erörterungen über die Schnelligkeit der Sedimentation und über die Mächtigkeiten zeigen, daß wir mit den uns zur Verfügung stehenden, immerhin nicht sehr tief in den Meeresboden eindringenden Methoden der Lotung und des Schleppnetzes am ehesten dort hoffen dürfen, stratigraphisch ältere, vergangenen Zeiten angehörige Bildungen anzutreffen, wo entweder, wie an den küstenfernsten und tiefsten Stellen der Ozeane, die Sedimentation durch Mangel oder durch Ausmerzung gewisser Komponenten ihr minimalstes Maß erreicht, oder wo, auch in küstennahen und flacheren Regionen, Strömungen oder andere Wasserbewegungen die Sedimentation stark verlangsamten oder zeit- und stellenweise ganz verhinderten. Für den einen wie den anderen Fall können wir Beispiele anführen.

### Das Spättertiär

Die ältesten Horizonte, welche bisher in den jungen Bedeckungen des Meeresbodens erkannt werden konnten, gehören dem Roten Tiefseeton der küstenfernen Teile des Pazifischen und Indischen Ozeans an; und zwar zeigen die früher einzeln aufgezählten Haifischzähne, daß die Bildung dieses Sedimentes in den bezeichneten Regionen mindestens bis in die Pliozänzeit zurückreicht, und daß seitdem nicht genügend Sediment gebildet worden ist, um dieselben unseren Untersuchungsmitteln zu entziehen. Ohne allen Zweifel geht aber die Bildung roter Tone in diesen und in anderen Gebieten des Ozeanes noch heute weiter und hat auch zur Diluvialzeit stattgefunden. PHILIPPI, welcher, wie erwähnt, der Kalkauflösung durch das kalte, sauerstoff- und kohlensäurereiche antarktische Tiefenwasser eine überragende Bedeutung für die Bildung dieses Sedimentes zuschrieb, hat davon gesprochen, daß man den Roten Tiefseeton als indirekt glaziales Sediment auffassen dürfe; er meinte, daß bei fehlender Vereisung kaltes Tiefenwasser im heutigen Sinne nicht existiert habe und Roter Tiefseeton sich daher nicht habe bilden können. Ja, darüber hinaus vertrat er die Meinung, daß daher den kalkarmen bis -freien Roten Tiefseetonen der Jetztzeit kalkreiche Gesteine der Vorzeit faziell und bathymetrisch entsprechen könnten. Uns scheint jedoch die Zeit noch nicht gekommen, solch' weitgehende Folgerungen zu ziehen. Wenn Bildung Roten Tones bereits im Pliozän stattfand, kann die Deutung dieses Sedimentes als eines indirekt glazialen im strengen Sinne nicht aufrecht erhalten werden, da wir, wenn auch die Möglichkeit besteht, so doch keinen strengen Beweis dafür haben, daß die Pole bereits damals vereist waren. Immerhin müssen die polaren Gewässer nicht nur schon damals, sondern wohl immer relativ kälter gewesen sein als die tropischen. Aber darüber hinaus werden wir daran

festzuhalten haben, daß für die Kalkauflösung am Boden der Tiefsee und für die zum hervorragenden Teile hierdurch bedingte Bildung des Roten Tones, nicht das kalte, antarktische Tiefenwasser allein verantwortlich zu machen ist, sondern daß auch die Tiefe und andere Faktoren hierbei eine Rolle spielen, welche mit der Vereisung der Pole, bezw. der Kälte der Polarmeere nicht unmittelbar etwas zu tun haben. Der Rote Ton jener küstenfernen Gebiete mit seiner Mengung jungtertiärer bis rezenter Tierreste ist aber ein ausgezeichnetes aktuelles Beispiel für die Zusammendrängung verschiedener stratigraphischer Horizonte in ein und derselben Sedimentlage, wie solches gelegentlich von fossilen Vorkommnissen bekannt geworden ist[470]). So hat bekanntlich WÄHNER[471]) gezeigt, daß sich die reiche Fauna des tieferen Unterlias der ostalpinen Decke zwar auf vier Horizonte verteilt, diese aber eine so geringe Gesteinsmächtigkeit einnehmen, daß Ober- und Unterseite einer und derselben Bank verschiedenen paläontologischen Horizonten angehören können. Eine ähnliche Annahme hat aber neuerdings C. DIENER[472]) für die obere Trias von Byans in Ostindien für diskutabel gehalten. Die geringe Mächtigkeit der Sedimente bedingt eben zuweilen eine Art Konzentration der stratigraphischen Horizonte.

Es ist äußerst bemerkenswert, daß der zweite Fall, in welchem es sich um Produkte der Tertiärzeit handeln dürfte, glaukonitischen Sedimenten angehört, deren Bildung unter dem Einfluß starker Strömungen relativ langsam stattgefunden haben muß, wie wir früher erörtert haben. Bei Behandlung der Phosphoritknollen von der Agulhas-Bank wurde mitgeteilt, daß in diesen Knollen z. T. zahlreiche, größere Organismenreste auftreten, welche auf der Außenseite als Steinkerne und Abdrücke erhalten sind, während sich im Innern der Knollen häufig noch die ursprüngliche Schalsubstanz vorfindet. Leider läßt sich das Alter dieser Fauna bei deren schlechtem Erhaltungszustande nicht mit Sicherheit feststellen. Es scheint aber sicher zu sein, daß sie nicht älter als jungtertiär ist; „den gleichen Schluß läßt ein in einer Knolle eingeschlossener Haifischzahn zu, der sicher zu Carcharodon und wahrscheinlich zu der heute noch lebenden Art C. Rondeletii gehört" (MURRAY-PHILIPPI). Wenn aber weiterhin festgestellt werden konnte, daß die Phosphoritbildung auf der Agulhas-Bank, welche an einzelnen Stellen derselben offenbar heute noch weitergeht, in früherer Zeit mehrmals eingesetzt hat und in der Zwischenzeit wieder unterbrochen war, so fordert auch dieses den Vergleich mit fossilen Vorkommnissen direkt heraus, zumal gerade fossile Phosphoritknollen nicht selten phosphoritisierte Fragmente älterer Horizonte darstellen. Möglicherweise liegt aber die Erklärung des Vorkommens zweier Lamna-Zähne in einer vom „Blake" [473]) vom Boden des Golfstromes unter 31° 57′ N., 78° 18′ 35″ W. aus 609 m Tiefe gedredschten Phosphoritkonkretion von

breccienartigem Aussehen in derselben Richtung wie bei dem vorhergehenden Falle. Die betreffenden Haifischzähne erinnerten MURRAY[474]) durchaus an die vom „Challenger" im Roten Ton der küstenfernen pazifischen Tiefsee geloteten; auch fehlten nicht geringe Manganinfiltrationen. Doch war in den Zähnen der vom Boden des Golfstroms stammenden Konkretion das Vasodentin, welches im Roten Ton fehlt, noch erhalten; und in dieser Hinsicht besteht daher eine größere Übereinstimmung dieses Fundes mit den Zähnen, wie sie im jüngeren Tertiär von Südcarolina und Malta gefunden werden. Übrigens stammte diese Konkretion von „hartem Grund" und war über und über von Spongien, Hydrozoen und Röhrenwürmern bewachsen. Der Gegensatz dieser rezenten Fauna zu den eingeschlossenen Lamna-Zähnen, neben denen im Dünnschliff noch die Reste pelagischer und benthonischer Foraminiferen, Pteropoden und Echinodermenfragmente erkannt werden konnten, und die Tatsache der Sedimentationsverhinderung oder -Verlangsamung durch die starke Strömung des Golfstromes an dieser Stelle spricht durchaus dafür, daß in dieser Konkretion ebenso ein Erzeugnis der jüngeren Tertiärzeit vorliegt, wie in den schon beschriebenen Fällen. Schon VERRILL wollte auch in großen, z. T. mehr als 30 kg wiegenden, foraminiferenführenden, sandigen Kalkfragmenten, welche Dredschzüge des „Blake" unter AL. AGASSIZ einmal am Südabfall des Neuenglandschelfes aus 1170 m Tiefe ans Tageslicht gebracht hatten, pliozänes Gestein erkennen, welches nach seiner Meinung nicht nur am Aufbau des genannten Schelfes, sondern auch an dem der Neufundlandbänke beteiligt ist.

### Das Diluvium und das Postglazial

Bedeutend mehr Hinweise besitzen wir aber bezüglich der marinen Bildungen der Diluvialzeit, nicht zum mindesten deshalb, weil dieselbe mit der Eiszeit zusammenfällt und Erzeugnisse dieser, wie z. B. geschrammte Geschiebe, nicht leicht zu verkennen sind. Solche Glazialgeschiebe, sowohl einfach geschrammte und polierte, wie auch fazettierte, sind während der Eiszeit weit bis in die Meeresregionen der gemäßigten Zonen hinein verfrachtet worden, und ihnen sind wir bei unseren früheren Beschreibungen mehrfach begegnet; insbesondere sind sie in diesen Regionen in den langsam sich ablagernden Sedimenten der Tiefsee, dem Globigerinenschlamm und Roten Ton anzutreffen; ihre Orientierung im Schlamm deutet manchmal aber auch hier, wie z. B. in den vom „Michael Sars" angetroffenen Fällen, darauf hin, daß ihre relativ oberflächliche Lage im rezenten Sediment durch nachträgliche Sedimententfernung, sei es nun durch Lösung oder durch mechanischen Abtrag infolge von Gezeitenströmungen oder dergl. zustande kam.

Recht interessante Verhältnisse müssen nach den Untersuchungen von PHILIPPI schon zur Diluvialzeit auf der Seinebank ostnordöstlich von

Madeira geherrscht haben. Doch hat die Bildung der hierselbst von der „Valdivia“ gedredschten, eigenartigen dolomitischen Kalke, die früher eingehend beschrieben wurden, offenbar bereits ihr Ende gefunden; denn die Gesteinsfragmente lassen außen überall Spuren der Zerstörung erkennen und sind von sessilen Tieren bewachsen. Daß diese vielleicht in geringem Abstande vom Meeresspiegel vor sich gegangenen Bildungen aber mindestens teilweise als ein Produkt der Eiszeit anzusehen sind, geht mit großer Wahrscheinlichkeit aus der Beobachtung hervor, daß Teile derselben einem während der Eiszeit herverschleppten Gneisgeschiebe fest anhaften. Ja, es läge durchaus im Bereiche der Möglichkeit, daß die Bildung dieser dolomitischen Kalke bereits früher eingesetzt hat. Vor allem aber ist zu beachten, daß auch in diesem Falle bei der geringen Tiefe von nur etwa 150 m solche Produkte einer vergangenen Zeit uns nur in die Hände fallen konnten, weil an der betreffenden Stelle Gezeitenströmungen ihre sedimentationsverhindernde oder wenigstens -verlangsamende Tätigkeit ausüben.

Als Produkte der Diluvialzeit sind aber im Obigen noch angesehen worden: die „graue Ton“-Unterschicht im Norwegischen Nordmeer, die Mehrzahl der Roten Tone, welche in gemäßigteren Breiten, und der Diatomeenschlamme oder Glazialmarinen Sedimente, welche in den subantarktischen Gewässern Globigerinenschlamm unterlagern. Auch die Unterschichten in denjenigen Fällen von Schichtung, welche nördlich der heutigen Zonengrenze Glazialmarine Sedimente$\diagdown$Diatomeenschlamm diesen über jenen zeigen, sind wir wohl berechtigt in die Diluvialzeit zu stellen. Ob schließlich die „abnorme Schichtung“, welche sowohl hier und da an der antarktischen Eiskante, wie auch im Norwegischen Nordmeere in den höchsten Lagen zu erkennen ist, später eine weitere Gliederung auch der postglazialen Bildungen des Meeresbodens ermöglichen wird, muß vorläufig dahingestellt bleiben. Möglicherweise gehören auch Bildungen wie die Steinkrusten des Mittelmeeres oder die vom „Challenger“ bei den Kei-Inseln, westlich von Neu-Guinea, gedredschten, verhärteten Globigerinenschlamme vergangenen Zeiten an; doch erlaubt hier kein Faunenunterschied eine zuverlässige Bestimmung.

Daß der Tiefenschlamm des Schwarzen Meeres subfossile Reste einer heute in demselben nicht mehr lebenden, aber bereits quartären Brackwasserfauna enthält, darauf ist bereits mehrfach hingewiesen worden. Hier erfolgt die durch benthonisches Leben nicht unterstützte Sedimentation so langsam, daß die Dredschen noch durch die jüngsten, eigentlich rezenten Bildungen in ältere Lagen hindurchzugreifen vermögen. Das durch Strömungen bedingte Gegenstück hierzu liegt vor dem Bosporus, wo der kräftige, aus dem Mittelmeer hereinsetzende Unterstrom Sedimentation überhaupt verhindert, so daß hier jene subfossile Fauna ebenfalls noch frei und nicht durch mächtigere Flach-

wasseraufschüttungen verdeckt liegt, wie es sonst im Umkreis des Schwarzen Meeres der Fall ist.

## Versuche, die jungen Meeressedimente zu exakten absoluten Zeitbestimmungen zu verwerten

Einen interessanten Versuch, die marinen Sedimente zur exakten Zeitbestimmung zu benutzen, hat G. BRAUN[475]) unternommen, und zwar im Anschluß an die durch GERARD DE GEER[476]) durchgeführte direkte Auszählung der Jahre, während welcher der Rückgang des diluvialen Landeises von Schonen bis in das mittlere Norrland erfolgte. Bekanntlich schwanken die bisherigen „Berechnungen" bezw. Schätzungen der Dauer der Eis- und Nacheiszeit außerordentlich, und auch die auf astronomische Vorgänge sich stützenden Zahlen sind solange unsicher, wie nicht einwandfrei eine Beziehung der Eiszeit zu solchen wirklich bewiesen worden ist. Es war daher ein außerordentlicher Fortschritt, als G. DE GEER die Methode fand, eine direkte Messung eines Teiles der Postglazialzeit vorzunehmen, indem er die einzelnen Schichten des mit deutlicher Jahresschichtung begabten marinen Bändertones Schwedens einfach auszählte. Da er nachweisen konnte, daß die Linie, längs welcher die einzelnen Jahreslagen nach Norden auskeilen, jeweils einem winterlichen Eisrand entspricht, und nachdem er außer Zweifel gestellt hatte, daß die Identifikation der einzelnen Jahresbänder in den verschiedenen Aufschlüssen an Hand der Mächtigkeiten unschwer gelingt, bestand die Aufgabe nur noch in einem Additionsexempel, und dasselbe ergab, daß für die Zeit, innerhalb deren das Eis von Schonen bis in das mittlere Norrland zurückging, etwa 12000 Jahre anzusetzen sind. BRAUN hat danach die Länge der Zeit, welche seit der Bildung der großen, baltischen Endmoräne vergangen ist, zu etwa 20000 Jahren angenommen, eine Zahl, welche sehr gut mit der von PENCK in den Alpen ermittelten Zahl von etwa 20000 Jahren für die Dauer der Post-Bühlzeit übereinstimmt, da die Bühlschwankung mit dem baltischen Halt zu parallelisieren sein dürfte. Für die gesamte, seit dem Ablauf der Eiszeit vergangene Zeit setzte BRAUN danach 25000 Jahre an. Unter der Voraussetzung aber, daß die PHILIPPIsche Deutung der auf einer großen Zahl von „Gauss"-Stationen (z. B. 44, 88, 95, 98, 26, deren Daten z. T. in früher angegebenen Tabellen [S. 434, 435] zu finden sind) gefundenen kalkärmeren bis -freien Unterschichten unter Globigerinenschlamm als Produkt der Diluvialzeit richtig ist, würde sich ergeben, daß seit dem Ablauf der dortigen Eiszeit in der Tiefsee des südatlantischen und Indischen Ozeans etwa 10—20 cm Sediment gebildet wurden. Ist daher die Eiszeit der Südhemisphäre der der Nordhemisphäre gleichzeitig, woran bis zur Durchführung eines Gegenbeweises zu zweifeln keine Veranlassung vorliegt, so würde sich für diese Gebiete der Tiefsee ein Sedimentations-

maß von 10—20 cm in 25000 Jahren oder von 10—20 mm in 2500 Jahren ergeben. Das ist das Ergebnis der von BRAUN durchgeführten Kombination der DE GEERschen und PHILIPPIschen Arbeiten.

Dieser Sedimentationsbetrag ist ein außerordentlich geringer gegenüber den von MURRAY und PEAKE durch Kabelbeobachtung errechneten Werten (2,5 cm in 10 Jahren), denen wir von vornherein keinen großen Glauben schenken konnten. Dagegen steht er der Größenordnung nach nicht mit den von LOHMANN für Coccolithensedimente des Nordatlantischen Ozeanes gefundenen Zahlen in Widerspruch. Denn wenn wir für die Bildung einer 1 mm dicken Schicht dieser feinkörnigen Sedimente 1000 Jahre ansetzen konnten, dann ist es durchaus glaubhaft, daß sich 1 mm Globigerinenschlamm bereits in 166 Jahren bilden kann. Da nun nach den Untersuchungen LOHMANNS für die Bildung von 8 cm Coccolithenschlamm mit etwa 50% Coccolithen ein Zeitraum von 80000 Jahren angenommen werden müßte, würde ein unmittelbarer Vergleich der BRAUNschen und LOHMANNschen Zahlen zwar ergeben, daß die untersten 5,5 cm jener Coccolithenschlamme ein Produkt der Eiszeit wären, was vielleicht nicht gerade sehr wahrscheinlich ist. Aber bei alledem muß natürlich festgehalten werden, daß die Fehlerquellen für jede derartige Berechnung zahlreich und groß sind; und es muß der Zukunft überlassen bleiben, hier weiter zu kommen, als wir heute in der Lage sind.

## Schlußwort.

Als Endergebnis aller dieser Betrachtungen aber dürfte anzusehen sein, daß die Verbreitungsgrenzen der einzelnen Sedimentarten sich in den seit der jüngeren Tertiärzeit vergangenen Zeiten zwar nicht unwesentlich verschoben haben, daß aber die allgemeinen Sedimentationsbedingungen in der Tiefsee, abgesehen von den streng glazialen Sedimenten der hohen Südbreiten, im allgemeinen dieselben geblieben sind. Wenn THOULET aber den, wie wir jetzt wissen, unrichtigen Schluß von der Konstanz der Sedimentation an jedem Punkt des Meeresbodens für die dauernd gültige Zuverlässigkeit der von ihm in mustergültiger Weise für die Küsten Frankreichs entworfenen Sedimentkarten ins Feld führte, so können wir dem zwar gerade für die flacheren Küstenregionen mit ihren vielfach wechselnden Bedingungen nicht zustimmen; in der Tiefsee aber, mit ihren über große Strecken gleichen Bedingungen, dürfen wir mit Rücksicht auf die hier so außerordentlich langsam wirkenden Vorgänge und die Länge der geologischen Zeit die Verbreitung der einzelnen Bildungen als etwas fest Gegebenes ansehen und später dazu übergehen, dieselbe nach geographischen Gesichtspunkten ins Auge zu fassen.

Vorerst wäre jedoch noch einer Eigentümlichkeit vor allem der Eupelagischen Sedimente zu gedenken, welche zwar nicht von großer

dynamischer Bedeutung sein dürfte, aber doch immerhin erwähnt zu werden verdient, zumal manche Beziehungen zu früher Gesagtem bestehen; das ist die Anreicherung von Radium in den Eupelagischen Ablagerungen.

## η) Anreicherung von Radium in den Eupelagischen Ablagerungen[477])

Bei der Untersuchung des Gesteinsmaterials der Erdkruste auf ihren Gehalt an Radium, bezw. auf die Stärke ihrer Radioaktivität hat man auch die jungen Meeressedimente vorgenommen, und hierbei hat sich herausgestellt, daß gerade die Eupelagischen Ablagerungen einen relativ hohen Betrag an Radium enthalten. Es ist unsere Aufgabe, diese Eigentümlichkeit zu erklären, zu welchem Zwecke zunächst auf den Radiumgehalt der Gesteine überhaupt kurz eingegangen sei.

Die primäre Radiumquelle liegt in den radium-, bezw. uranhaltigen Mineralien der Eruptivgesteine, welche daher von allen Gesteinen den höchsten Radiumgehalt erkennen lassen; und zwar sind[478]) unter denselben am radiumreichsten wiederum die sauren granitischen Massengesteine (Granite und Syenite nebst zugehörigen Erguß- und Ganggesteinen — wie insbesondere Pegmatiten! —). Nach den bisherigen Untersuchungen scheint es fast, als ob die Radioaktivität im großen und ganzen der Kieselsäuremenge proportional ist und sich mit anderen im Gesamtmagma spärlich verteilten Stoffen gerne in den sauersten Schmelzresten, in den aplitischen und pegmatitischen Gängen, anreichert. Diesem primären Radiumgehalt der Eruptivgesteine gegenüber ist der Gehalt der Sedimente und Sedimentgesteine ein sekundärer; als solcher aber kann er — und das ist wohl hauptsächlich bei den gröberen, detritogenen Ablagerungen der Fall — zusammen mit den Fragmenten radiumhaltiger Mineralien aufgenommen sein oder aber er wurde bei Wassersedimenten aus dem Gehalt des Mediums „rekonzentriert", wie das für feinkörnigere und insbesondere „chemische" (in unserem Falle „halmyrogene") Sedimente wahrscheinlich ist. Des besseren Vergleiches halber stelle ich die von einigen Autoren gefundenen Werte in einer Tabelle zusammen:

Durchschnittlicher Radiumgehalt in $10^{-12}$ Gramm Radium in 1 Gramm Gestein

| | Nach R. J. Strutt und Eve 1907[479]) | Nach J. Joly 1908[480]) | Nach J. Joly 1912[481]) |
|---|---|---|---|
| Eruptive . . . | 1,7 | 5,5 | 2,4 |
| Sedimente . . | 1,1 | 4,3 | 1,5 |

Unter den Sedimenten gibt es infolge der viel weniger strengen Gesetzmäßigkeit in ihrer chemischen Zusammensetzung und der verschiedenen Beteiligung der beiden oben genannten „Rekonzentrationsmöglichkeiten" solche mit viel geringerem und andere mit viel höherem Radiumgehalte, als dem Durchschnitt entspricht. So verhalten sich tonige Sandsteine und Schiefer ähnlich wie Eruptivgesteine, kalkige Sedimente sind im allgemeinen ärmer an Radium, ebenso reiner Quarzsand; die aus wässeriger Lösung ausgeschiedenen Gipse und Steinsalze zeigen aber fast überhaupt keine Aktivität. Recht auffällig verhielten sich nun die jungen Meeressedimente, wie insbesondere JOLY 1908 (1909) gezeigt hat. Nach seinen Angaben ist die Tabelle auf folgender Seite zusammengestellt, unter Hinzunahme (und Berichtigung) einiger Daten aus dem „Challenger"-Bericht, bezw. der Darstellung von MURRAY & LEE über die „Albatross"-Proben.

Die in der Tabelle aufgeführten Werte hat J. JOLY 1908 mitgeteilt, neuere, auf anderem chemischen Wege gefundene gab er 1912. Diese letzteren sollen zuverlässiger sein und mögen daher ebenfalls mitgeteilt werden:

Es enthielten von metallischem Radium in $10^{-12}$ Gramm pro Gramm Sediment

| | |
|---|---|
| 1 Probe von Blauschlick aus 2268 m Tiefe . . . . . . . . | 1,5 |
| 1 Probe „ooze" aus 1317 m Tiefe . . . . . . . . . . . . | 1,7 |
| 4 Proben von Globigerinenschlamm aus 3639—4559 m Tiefe . . | 3,3 |
| 1 Probe von Rotem Ton aus 4298 m Tiefe . . . . . . . . . | 11,0 |
| 2 Proben von Radiolarienschlamm aus 4755—5029 m Tiefe . . | 13,1 |

Ohne damit ein Urteil über die Zuverlässigkeit der einen oder anderen Werte aussprechen zu wollen, sollen die folgenden Ausführungen sich auf die in der ersten Tabelle enthaltenen, älteren Werte stützen, da für die betreffenden Grundproben größtenteils auch die übrigen nötigen Daten feststehen. Das kann aber ohne Bedenken geschehen, da durch die neuere Analysenmethode nur die absoluten Gehalte sich geändert haben, das Verhältnis in den Gehalten der hemipelagischen und eupelagischen Ablagerungen aber gegenüber den älteren Angaben so gut wie unberührt geblieben ist. Gerade auf dieses Verhältnis kommt es uns aber besonders an.

Der Radiumgehalt der Meeressedimente kann zweierlei Herkunft haben; er ist 1. entweder direkt mit (aus Eruptivgesteinen stammenden) radiumhaltigen Komponenten in die Sedimente aufgenommen worden[182]) oder aber er entstammt 2. dem (in letzter Linie natürlich auch aus dem eruptiven Material der Erdkruste entnommenen) Radiumgehalt des Meerwassers. Dieser ist nicht unerheblich; denn er schwankt nach den von EBLER zitierten Angaben von JOLY zwischen 0,009 mal $10^{-12}$ g Radium (met.) pro 1 g Wasser (Indischer Ozean) bis 0,034 mal $10^{-12}$ g Radium

| Art des Sedimentes | Station Nr. | Position | Tiefe in m | $CaCO_3$-Gehalt in % | „Fine washings" | Radiumgehalt in $10^{-12}$ Gramm met. Ra per Gramm | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Korallenkalk | Funafuti-Bohrung | | — | ? | — | 1,3—2,5 | |
| „Terrigener Schlamm" | — | Schlammvulkan von 1906, Küste von Arakan, Hinterindien, Bai von Bengalen | | ? | ? | 2,9 | |
| Blauschlick | „Challenger" 45 | 38° 34′ N. 72° 10′ W. | 2268 | 14,59 | 43,41 | 3,1 | |
| Grünsand | „Albatross" ? | ? | ? | ? | ? | 4,5 | |
| Globigerinenschlamm | ? | Vor der Westküste Irlands 51° 37′ N. 12° 5′ bis 12° 14′ W. | 1042 | ? | ? | 6,6 | |
| Globigerinenschlamm | „Challenger" 338 | 21° 15′ S. 14° 2′ W. | 3639 | 92,54 | 5,46 | 6,7 | |
| Globigerinenschlamm | ? | 48° 17′ N. 39° 49′ W. | 4559 | ? | ? | 7,0 | |
| Globigerinenschlamm | „Challenger" 296 | 38° 6′ S. 88° 2′ W. | 3338 | 64,34 | 31,66 | 7,4 | |
| Globigerinenschlamm | „Albatross" 4739 | 22° 11′ S. 133° 21′ W. | 3735 | 58,62 | 40,63 | 8,0 | |
| Roter Ton | „Albatross" 4544 | 10° 38′ N. 106° 47,6′ W. | 3575 | 0 | über 99 | 13,0 | |
| Roter Ton | „Challenger" 5 | 24° 20′ N. 24° 28′ W. | 5011 | 12,0 | 86 | 15,4 | |
| Kalkschlick (Coccolithenschlamm wahrsch.) | „Albatross" 4531 | 21° 4,5′ S. 133° 1,2′ W. | 4069 | 72,72 | 27,18 | 22,2 | |
| Radiolarienschlamm | „Challenger" 272 | 3° 48′ S. 152° 56′ W. | 4755 | 10,19 | 28,81 | 22,8 | NB.: Nach Entfernung der magnetischen Bestandteile |
| Radiolarienschlamm | „Challenger" 274 | 7° 25′ S. 152° 15′ W. | 5029 | 3,89 | 41,11 | 50,3 | |
| Roter Ton | „Challenger" 276 | 13° 28′ S. 149° 30′ W. | 4298 | 28,28 | 65,72 | 52,6 | |
| Manganknolle | „Challenger" 274 | 7° 25′ S. 152° 15′ W. | 5029 | — | — | 24,0 | |
| Manganknolle | „Albatross" 4658 | 8° 29,5′ S. 85° 35,6′ W. | 4334 | — | — | 21,0 | |

(met.) pro 1 g Wasser (Küste von Irland), während A. S. EVE im Ozeanwasser einen Gehalt von 0,74—1,50 mal $10^{-12}$ g Radium (met.) in 1 g Wasser feststellte. Hiernach wäre, nebenbei bemerkt, die Gesamtmenge Radium im Weltmeer eine außerordentlich große; denn nimmt man die Masse des Ozeanwassers zu 1,452 mal $10^{18}$ Tonnen an, so wären darin insgesamt 20 mal $10^{9}$ g gleich 20000 Tonnen metallischen Radiums enthalten![483])

Die Faktoren, welche hiernach den Radiumgehalt eines Meeressediments regeln müssen, können im Falle der direkten Übernahme mit radiumhaltigen Mineralien positiver oder negativer Art sein; der positive Faktor ist der größere oder geringere Gehalt an vulkanischen Mineralien, der negative ist die geringere oder stärkere Verdünnung dieser Komponenten durch nichtvulkanische Beimengungen, wie z. B. Skelettsubstanzen planktonischer Lebewesen.

Auch wenn wir den Umweg der Radiumaufnahme der Meeressedimente aus dem Meerwasser ins Auge fassen, können wir in ähnlicher Weise einen positiven und einen negativ wirkenden Faktor als wirksam feststellen. Bezüglich des ersteren muß darauf hingewiesen werden, daß kolloidale Substanzen ein ganz außerordentliches Adsorptionsvermögen für Radiumsalze besitzen, einerlei ob es sich um organische Kolloide handelt (diese sollen u. a. bedingend für die therapeutische Wirkung des Radiums sein!) oder um anorganische, wie Ton- und Kieselsäurekolloide [184]). Der negative Faktor aber, der bei dieser Art der Radiumaufnahme in Frage kommt, ist die größere oder geringere Schnelligkeit der Sedimentation, welche das sich anhäufende Sediment schneller oder langsamer der Berührung mit dem Meerwasser entzieht.

Gehen wir aber zum Vergleich von den litoralen und hemipelagischen zu den eupelagischen Ablagerungen unserer Meere über, so ergibt sich aus unseren früheren Ausführungen für die 4 genannten Faktoren Folgendes:

| | Faktor ist | Faktor nimmt mit zunehmender Tiefe |
|---|---|---|
| 1. Gehalt an vulkanischen Mineralien . . | + | zu |
| 2. Verdünnung derselben durch nichtvulkanische Komponenten . . . . . . . | — | ab |
| 3. Gehalt an Kolloiden . . . . . . . | + | zu |
| 4. Schnelligkeit der Sedimentation . . . | — | ab |

Sämtliche 4 Faktoren sind also einem hohen Radiumgehalt der Eupelagischen Ablagerungen günstig, und der tatsächliche Befund wird hierdurch, wenn wir die genannten Faktoren zusammenfassen, befriedigend erklärt. Aber im Einzelnen bleibt vorläufig noch Manches unklar. Die

Daten unserer ersten Tabelle, insbesondere die auf den Globigerinenschlamm von „Challenger“-Station Nr. 338 bezüglichen, sprechen nicht dafür, daß die Verdünnung der übrigen Komponenten z. B. durch kalkschaliges Plankton eine große Rolle spielt. Was die in der Tabelle angegebenen „fine washings“ betrifft, so können die hierfür angegebenen Zahlen nur als Maximalwerte für die vorhandenen Kolloide gelten, und außer diesen sind noch allerfeinste Mineralsplitter und Fragmente von Planktonschälchen darin enthalten. Ersteres gilt besonders von den Blauschlicken, letzteres von vielen Radiolarienschlammen. Es wäre daher zur genaueren Beurteilung der Adsorption von Radiumsalzen durch die Kolloide der Meeressedimente von großer Bedeutung, Vorstellungen über die innere Oberfläche dieser Bildungen zu gewinnen, wie das seit Jahr und Tag mit Erfolg für Erdböden praktisch durchgeführt wird, während man bezüglich der Meeressedimente bisher nicht über orientierende Versuche an Proben aus Nord- und Ostsee hinausgekommen ist. Wenn Joly und Ebler meinten, in den Meeressedimenten übernähmen wohl vor allem die in den Meeresorganismen enthaltenen organischen Kolloide die Aufgabe der Ausziehung des Radiumgehaltes aus dem Meerwasser, so ist dieses nicht sehr wahrscheinlich, da gerade die Eupelagischen Sedimente solche Substanzen nur in minimalen Mengen enthalten; wahrscheinlicher ist vielmehr, daß vor allem Ton- und Kieselsäurekolloide in dieser Weise wirksam sind. Nach alledem aber kann man den Eindruck gewinnen, daß die Anreicherung des Radiums in den Eupelagischen Sedimenten hauptsächlich dem jungen eruptiven Material zuzuschreiben wäre, welches durch submarine Eruptionen über den Tiefseeboden ausgebreitet und von allmählich untersinkenden, schwimmenden Bimssteinen geliefert wird, ohne durch andere Komponenten zu stark verdünnt zu werden. Daneben mag der Gehalt an den genannten Kolloiden und die Langsamkeit der Sedimentation von einiger Bedeutung sein. Daß auch manche andere Stoffe in den Roten Tonen angereichert sind, ist ja früher eingehend behandelt worden, und es liegt kein triftiger Grund vor, für das Radium besondere Faktoren heranzuziehen. Immerhin wird man gut tun bei künftigen Messungen des Radiumgehaltes der Meeressedimente sämtliche Faktoren, welche die chemisch-mineralogische und physikalische Zusammensetzung gerade der betreffenden Proben regeln, in Betracht zu ziehen, um wirklich eindeutige Resultate zu erhalten. Erst dann kann es sich darum handeln, hierauf weiter zu bauen. Und wenn man auch sagen kann, daß der Radiumgehalt der jungen Meeressedimente im Allgemeinen mit deren Alter wächst, so sind doch alle bisher gewonnenen Resultate noch nicht derartig, daß es zulässig wäre, hierauf Hypothesengebäude aufzubauen, wie es unter Verkennung dieser Schwierigheiten am Weitgehendsten J. Joly getan hat.

Eine große Rolle in den Spekulationen der Radiophysiker und -Geophysiker spielt die Altersbestimmung von Mineralien (und damit von Gesteinen und der ganzen Erde!) durch Feststellung ihres Heliumgehaltes[485]. Ohne auf dieses zwar recht interessante, aber noch sehr hypothetische Kapitel näher eingehen zu wollen, mag doch hier darauf hingewiesen werden, daß es diesbezüglich von Interesse wäre, einen eventuellen Heliumgehalt der sich in den Eupelagischen Sedimenten bildenden Phillipsite festzustellen; diese Bildung erfolgt nach früher Gesagtem allem Anschein nach sehr langsam und über ein kolloidales Verwitterungsprodukt vulkanischen Materiales; und möglicherweise ergäbe eine solche Untersuchung wichtige Anhaltspunkte bezüglich der Dauer dieser Vorgänge. Das gleiche gilt auch für die Glaukonite, welche sich ebenfalls äußerst langsam zu bilden scheinen. In beiden Fällen aber sollte im Interesse eindeutiger Resultate nur Material von jeweilig einzelnen Fundorten verwendet werden, keine Mischprobe; die betreffenden Untersuchungsmethoden sind ja so fein ausgearbeitet, daß auch die geringe Menge der zu beschaffenden Phillipsite keine größeren Schwierigkeiten machen dürfte.

Wenn in unseren bisherigen Ausführungen immer nur von Radium die Rede war, so muß jetzt hinzugefügt werden, daß es nach der Angabe von JOLY WERNER gelungen ist, auch die Muttersubstanz des Radiums, das Uranium, im Roten Ton der „Challenger"-Station 276 sicher nachzuweisen, und daß ferner durchaus Ähnliches wie für das Radium auch für das Thorium gilt. Da der Thoriumgehalt der Gesteine nach den wenigen bisher vorliegenden Bestimmungen zwar etwa tausendmal höher zu sein scheint als der Radiumgehalt, seine Aktivität andererseits millionenhaft geringer ist, können wir indessen um so mehr darauf verzichten, hierauf weiter einzugehen, als dadurch nichts sachlich Neues in die Diskussion hineinkommt.

Zeitungsnachrichten zufolge soll übrigens auch der Schlamm des Chadshibey-Limans das Vorhandensein von Radium und Thorium ergeben haben. Da solche Limanschlamme vielfach mit Erfolg zu Packungen und Bädern gebraucht werden, mag die therapeutische Wirkung derselben wohl durch diesen Gehalt mit unterstützt werden.

## ϑ) Die geographische Verbreitung der verschiedenen Meeressedimente in den einzelnen Ozeanen und Nebenmeeren

(Vergl. die beigegebene Karte und [486])

### A. Der Atlantische Ozean und seine Nebenmeere

#### I. Der Atlantische Ozean

Die neueste kartographische Darstellung der Verbreitung der Meeressedimente am Boden dieses Ozeanes ist von J. MURRAY und

E. Philippi entworfen worden und im „Valdivia"-Werke enthalten. Im Wesentlichen eine Kopie dieser Karte ist auch die Darstellung, welche G. Schott seiner „Geographie des Atlantischen Ozeans" beigegeben hat[487]). Eine kurze Zusammenfassung über die Sedimente des Nordatlantischen Ozeans nebst Karte gab auch Murray 1912 in dem mit Hjort zusammen verfaßten Werke über die Untersuchungen des „Michael Sars". Aber diese Karte ist nur ein Ausschnitt aus der zuerst genannten, was ja kaum anders sein kann, da die Grundproben des „Michael Sars" noch nicht eingehender beschrieben worden sind. Und so stützt sich auch unsere Karte für den Atlantischen Ozean im Wesentlichen auf jene Darstellung von Murray und Philippi. Leider erlaubte weder der Stand der Untersuchungen noch der Maßstab aller dieser Karten eine Auseinanderhaltung auch der litoralen Sedimente (Strand- und Schelfablagerungen) und der hemipelagischen Bildungen; dieselben sind daher durch eine einzige Signatur zusammengefaßt worden; nur die Korallenriffe und Korallensande und -schlicke wurden als in vieler Hinsicht bedeutungsvolle Bildungen besonders ausgeschieden; ihr Vorkommen ist indessen auf die westlichen Teile der Warmwasserregion des Atlantischen Ozeans beschränkt.

Das Hauptverbreitungsgebiet der atlantischen Korallenriffe liegt in den westindischen Gewässern[488]), wo Korallen sowohl die Festlandsküsten wie auch die Küsten der Großen und Kleinen Antillen mit ihren Bauten umziehen. Überall treten uns allein Strand- und Barrier-Riffe entgegen, die eine felsige Unterlage nur mit einem vergleichsweise dünnen Überzug bedecken, während eigentliche Atolle fehlen. Den Höhepunkt ihrer Entwicklung erlangen die Korallen auf den Riffen der Bahamas; aber auch die Süd- und Ostküste der Halbinsel Florida wird von ihnen umgürtet, dank den warmen Fluten des Golfstromes. Die 1800 km von den westindischen Inseln entfernt im freien Ozean liegenden Riffbildungen der Bermudas, deren Unterlage vulkanischer Entstehung ist, verdanken ihre Entstehung ebenfalls dem Warmwasser des Golfstroms und der Sargasso-See. Auf der südlichen Halbkugel bewohnen die Korallen, deren artenarme Riffkolonien die Küste von Nord- und Ostbrasilien von Ceará bis nahe an Kap Frio in der Form von Strandriffen umsäumen, auch die vergleichsweise wärmsten Wassergebiete. Der Riffgürtel ist hier schmal und verbreitert sich nur nahe der Südgrenze, bei den Abrolhos-Bänken. Etwas abseits gelegen, aber doch immerhin nur 400 km vom südamerikanischen Kontinentalrand entfernt, treten noch Riffe rings um die hochragende Insel Fernando Noronha und um die niedrigen, kleinen Rocas-Inselchen, die mit der ersteren einem gemeinsamen submarinen Plateau aufsitzen, auf. Von den Bermudas-Riffen abgesehen, welche im Winter nur 19—20° warmes Wasser umspült, sinkt die Wassertemperatur bei den Riffkolonien der vorher

genannten Gegenden in der kalten Jahreszeit niemals unter 22—23°. Wenn gewaltige Strecken atlantischer Küsten, welche sich auch dieser thermischen Eigenschaft erfreuen, so die südamerikanische Küste zwischen Trinidad und Pará und ferner die gesamten westafrikanischen Gestade[489]), trotzdem in so auffälliger Weise der Korallenbauten bar sind, so haben wir hierin die Folge der weitgehenden Verschlammung und Aussüßung jener Wassergebiete durch die großen Festlandsströme des Orinoco, Amazonas, Niger, Gabun, Kongo usw. zu sehen; denn nicht nur Wärme, sondern auch Reinheit und hoher Salzgehalt des Meerwassers sind Voraussetzung für die Existenz von Korallenriffen. Im ganzen aber bleiben die atlantischen Korallen an Reichtum der Arten und Üppigkeit der Entwicklung der Riffe weit hinter denen des Indischen und Stillen Ozeanes oder gar des Roten Meeres zurück. Auf den westindischen Riffen überwiegen in charakteristischer Weise die Hornkorallen oder Gorgoniden.

Infolge der großen Ausdehnung flacherer Gewässer im Bereiche des Nordatlantischen Ozeanes schieben sich vor allem hier die chersogenen Bildungen der Schelfablagerungen und hemipelagischen Sedimente weit in die offene See vor. Das gilt insbesondere für die Abdachung jener submarinen Untiefen, welche Mitteleuropa mit Grönland verbinden und in den britischen Inseln, den Färöern und Shetland-Inseln, sowie in Island über den Meeresspiegel aufragen. Das gilt aber auch für die Neufundlandbänke, an deren Südabhang solche Bildungen in so tiefes Wasser hinabreichen, daß sie hier ohne Vermittlung des Globigerinenschlammes in Roten Ton übergehen. In relativ großer Breite begleiten sie dann die östliche Küste der Vereinigten Staaten bis nach Florida. Im Umkreis der Antilleninseln wesentlich durch Bildungen koralligener Art ersetzt, stellen sich chersogene Ablagerungen in mehr oder minder großer Breite auch an der Küste von Südamerika ein, wobei die großen Ströme jedesmal ihr Material weit in den Ozean hinaussenden. Daß hierbei z. T. Rotschlicke gebildet werden, ist früher beschrieben worden. Große Breite erreichen die hemipelagischen Bildungen insbesondere im Osten des Südzipfels von Südamerika. Im allgemeinen äußerst schmal ist dagegen das von ihnen eingenommene Band an der Westküste von Afrika und des südwestlichsten Europa. Daß aber auch hier die großen westafrikanischen Ströme, Kongo und Niger, sich bemerkbar machen, haben wir mehrfach betonen müssen.

Besonderes Interesse erweckt die Verbreitung der, wie wir gesehen haben, an die Nähe der 200 m-Linie und wechselnd warme und kalte Strömungen gebundenen glaukonitischen Sedimente mit ihren Phosphatknollen. Solche Bildungen bedecken beschränkte Gebiete längs der Ostküste der Vereinigten Staaten im Übergang zum Globigerinenschlamm, in der Nachbarschaft des Wyville Thomson-Rückens, längs der Westküste der iberischen Halbinsel und auf der vor der Südspitze Afrikas gelegenen Agulhas-Bank.

Die bedeutendsten Flächen des Ozeanes nimmt Globigerinenschlamm ein. Entsprechend dem wechselvollen Relief des Nordatlantischen Ozeans greift er mit den größeren Tiefen lobenförmig in die Gebiete der hemipelagischen Ablagerungen hinein. Bezeichnend ist ferner, daß er nördlich des Äquators bis zu Tiefen von unterhalb 6000 m gefunden wird. In eng begrenzten Bezirken, insbesondere im Umkreis von Inseln und auf submarinen Schwellen, finden sich in geringeren Tiefen der eigentlichen Tiefsee diejenigen faziellen Abarten des Globigerinenschlammes, welche wir als Pteropodenschlamm bezeichnet haben; insbesondere in der Nachbarschaft der Azoren, Kanaren und Kapverden, sowie der Bermudas und im Gebiete der Antillen-Inseln, vor allem aber auch auf dem Rücken der südatlantischen Schwelle südlich von Ascension und auf dem von diesem nach Afrika abzweigenden Rücken, dem Walfisch-Rücken, sowie endlich auf dem Rio Grande-Rücken, welcher, dem letzteren entspricht, aber im Westen gelegen ist, doch nach SCHOTT nicht geschlossen bis zur mittelatlantischen Schwelle reichen kann. Wenn Pteropodenschlamm im Gebiete der Bermudas auch nur hauptsächlich im Osten dieser Inselgruppe gelotet worden ist, so scheint er sich doch — wie das auch auf unserer Karte dargestellt wurde — in Tiefen zwischen ca. 1500 und 2500 m in einem geschlossenen Bande um den submarinen Sockel dieses Vulkanbaues herumzuziehen, um unterhalb der letztgenannten Tiefe echtem Globigerinenschlamm Platz zu machen, der seinerseits zwischen ca. 5000 und 5500 m in Roten Ton übergeht.

Dieses Sediment findet sich im Atlantischen Ozean in einzelnen größeren Flächen innerhalb der in der Hauptsache von kalkreichen Eupelagischen Ablagerungen eingenommenen atlantischen Tiefsee, und zwar nimmt er die größeren Tiefen des nordamerikanischen Beckens, der Kapverdeschen oder Westafrikanischen Mulde, des Brasilianischen Beckens, des Argentinischen Beckens und der Kapmulde ein. Auffallenderweise fehlt der Rote Ton nach den bisherigen Untersuchungen den Tiefen nördlich des Walfisch-Rückens, obwohl dieselben an sich nicht geringer sind als im Brasilianischen Becken. Die Ursache hierfür liegt offenbar in dem besseren Abschluß, welchen der Walfischrücken nördlich vor die kalten Tiefengewässer der Kapmulde legt, während der Rio Grande-Rücken eine tiefere Lücke zwischen sich und der mittelatlantischen Schwelle läßt, durch welche die kalten Tiefenwässer ungehinderter aus dem Argentinischen in das Brasilianische Becken eintreten können.

In der antarktischen Randzone des Ozeans finden wir angrenzend an das Gebiet des Globigerinenschlammes zunächst ein Band von Diatomeenschlamm, welches im Westen im Meridian des Kap Horn etwa um 60° S.-Breite, etwas südlich der mittleren Lage des Treibeises, sich einstellt und sich nach Osten zu über die Bouvet-Insel hinaus mehr und

mehr verbreiternd in den Indischen Ozean hinüberzieht. Die relative Schmalheit dieses Bandes zwischen dem Südzipfel Südamerikas und dem antarktischen Grahamland ist wohl zweifellos eine Folge der Schmalheit und relativ geringeren Tiefe dieses Durchlasses überhaupt, während die nach dem Indischen Ozean hin zunehmende Breite, welche in der Hauptsache auf Kosten des Globigerinenschlammes nach Norden zu gewonnen wird, — so daß im Meridian von Kap Agulhas, 20° O., noch auf 45° S. Diatomeenschlamm gefunden wird —, wohl auch darin mit begründet liegt, daß der Atlantische Ozean dem Kieselplankton weniger hold ist als die beiden anderen Weltmeere. Die Grenze dieser Diatomeenschlamme gegen die südlich sich anschließenden glazialmarinen Sedimente, welche wir als eine Abart des hemipelagischen Blauschlicks kennen lernten, fällt z. T. etwa mit dem 60. Breitengrad S. zusammen, z. T. bleibt sie auch südlich desselben. Daß größere Inseln, wie Südgeorgien, oder Inselgruppen, wie die Sandwich-Gruppe, die Sedimente der Umgebung so beeinflussen, daß sie hemipelagischen Charakter annehmen, bedarf keiner weiteren Erläuterung. Eine kartographische Darstellung der Sedimentverbreitung in diesem antarktischen Anteil des Atlantischen Ozeans gab in größerem Maßstabe J. H. H. PIRIE. Die geringen Abweichungen seiner 1905 erschienenen Karte von der Karte von MURRAY und PHILIPPI aus dem Jahre 1908 sind durchaus ohne Belang.

## II. Die Nebenmeere des Atlantischen Ozeans

Es ist schon in früheren Abschnitten mehrfach von der Eigenart der Sedimentation in den antarktischen Randzonen der Ozeane die Rede gewesen und auch ausgesprochen worden, daß wenig Vergleichspunkte mit entsprechenden arktischen Gebieten vorhanden seien. Den Übergang vom eigentlichen Atlantischen Ozean zum Arktischen Mittelmeer oder Nördlichen Eismeer, welches hier vor allem in Frage kommt, vermittelt das Europäische oder Norwegische Nordmeer, mit dessen Besprechung wir daher beginnen wollen.

### 1. Das Europäische oder Norwegische Nordmeer

Die Eigenart der Sedimente dieser Meeresteile haben wir bereits früher nach den Angaben von SCHMELCK und BÖGGILD kennen gelernt. Die zentralen Teile dieses Beckens nimmt ein Sediment ein, welches offenbar eine nördliche Fazies des Globigerinenschlammes darstellt (Biloculina-Schlick SCHMELCKs). Dagegen liegt ein Vergleich des darunterliegenden „Grauen Tones“ mit den glazialmarinen Sedimenten der Antarktis nahe. Dieser „graue Ton“ enthält häufig gröbere Geschiebe, doch stammt dieses Material anscheinend nur zum kleineren Teile von den kleinen Eisbergen, welche Spitzbergen und die benachbarten Inseln hervorzubringen vermögen; das meiste dürfte von Eisschollen herbei-

getragen worden sein, die sich in der Küstenregion bildeten. Das gröbere Material, welches der „Ingolf“, der die Meeresgebiete zwischen den Färöern, Island und Norwegen untersuchte, in dem in Küstennähe gebildeten grauen Ton nördlich von 63° N. fand, leitet sich fast ausnahmslos von Inseln und submarinen Rücken ab, und gerade in den Meeresteilen, welche von Eisbergen besucht werden, sind die Sedimente auffallend feinkörnig. Offenbar liegt daher in dem grauen Ton des Nordmeeres nur ein Blauschlick mit gewissen glazialen Zügen vor.

Sedimente aus einem beschränkteren Gebiete östlich von Grönland (und von hier auch vereinzelte bis nach Spitzbergen hin) zwischen 75 und 80° N. Br. aus Aufsammlungen des Herzogs VON ORLÉANS auf der „Belgica“ im Jahre 1905 hat ebenfalls O. B. BÖGGILD[490]) beschrieben. Sie stammen großenteils aus Tiefen von einigen 100 Metern und werden dem Blauschlick zugerechnet, obwohl sie, wie bei der Nähe der vereisten Gebiete Grönlands nicht anders zu erwarten ist, zahlreiche Gesteinsfragmente mehr oder minder großer Dimensionen enthalten. Nach der mechanischen Analyse sind es sandige Tone und tonige Sande, und der Prozentgehalt an den einzelnen Korngrößen unterscheidet diese Bodenarten doch erheblich von den „glazialmarinen Sedimenten“ des antarktischen Ozeans. Daß der Eistransport in diesen Meeresregionen im übrigen eine geringere Bedeutung besitzen muß, als in den westgrönländischen Gewässern, ist schon früher ausgeführt worden. Das scheinen auch die Proben aus der Umgebung von Spitzbergen zu bestätigen, dessen relativ kleine Eiskälber die mitgeschleppten Gesteine wohl recht bald fallen lassen. Organismenreste waren in diesen Proben sehr selten. Wenige Coccolithen und seltene Reste von Bryozoen, Muscheln und Seeigeln repräsentieren die Kalklieferanten. Proben aus tieferem Wasser enthielten eine kleine Menge von Spongiennadeln; von Radiolarien wurde nur ein einziges Mal ein Individuum beobachtet, Diatomeenschalen fehlten auffälligerweise ganz!

Übrigens hält BÖGGILD die schon von EDV. BAY geäußerte Ansicht für möglicherweise richtig, daß der Ostküste von Grönland in einiger Entfernung eine submarine Moräne entlang zieht, die dann als End- oder Randmoräne des grönländischen Inlandeises während der Diluvialzeit aufzufassen wäre.

Schließlich wäre noch zu erwähnen, daß der genannten Arbeit von BÖGGILD auch eine Sedimentkarte des gesamten Nordmeeres beigegeben ist, auf welcher die litoralen Sedimente unserer Klassifikation („sédiments des eaux peu profondes“), Blauschlicke, vulkanische Schlicke und Globigerinenschlamm auseinandergehalten werden. Als Vulkanschlicke zu bezeichnende Sedimente finden sich in größter Verbreitung um Island, dann um die Färöer und Jan Mayen, ferner vor der Island vis à vis gelegenen südostgrönländischen Basaltzone, im Süden des Scoresby-Sundes. Echter Globigerinenschlamm mit noch 30% $CaCO_3$

reicht in den tiefsten Teilen des Nordmeeres nur bis etwa 73° N. Br.. Der grünliche, durch die agglutinierende Foraminifere Rhabdammina abyssorum gekennzeichnete Rhabdammina-Ton SCHMELCKS ist, was man billigen wird, zum Blauschlick gezogen.

### 2. Das Arktische Mittelmeer oder Nördliche Eismeer nebst einigen kleineren arktischen Meeresgebieten

NANSEN[491]) lotete auf seiner berühmt gewordenen Reise auf dem „Fram“ in dieses Mittelmeer, das wir mit KRÜMMEL, SCHOTT und anderen nur als eine Fortsetzung des „Atlantischen Tales“ auffassen, auf 16 Stationen Grundproben, von denen die meisten vom nordasiatischen Kontinentalplateau stammen, während 4 dem zirkumpolaren Tiefseeboden angehören. Wenn die ersteren auch als sandige und kiesige Schelfablagerungen bezeichnet werden dürfen, während die letzteren von BÖGGILD[492]), welcher die genauere Untersuchung vornahm, als „grauer Tiefseeton“ klassifiziert werden, — womit dieser Autor, wie aus seiner Darstellung hervorgeht, Blauschlick meint —, so sind doch abgesehen von der Korngröße der minerogenen Komponente die Unterschiede zwischen den einzelnen Grundproben gering. Im allgemeinen waren die Grundproben des „Fram“, denen biogene Komponenten nur ganz untergeordnet beigemengt waren, sehr feinkörnig; gröbere Steine fanden sich überhaupt nicht, in sämtlichen Sedimenten des zentralen Tiefenbeckens und in manchen des sibirischen Schelfes fehlten Elemente über 1 mm Durchmesser, vielfach sogar noch solche über 0,5 mm Korngröße. Der feinste Schlamm bestand vorwiegend aus Tonsubstanz, nicht aus winzigen Mineralsplittern, welche auf verfrachtete Gletschermilch deuten könnten. In den küstenfernen Teilen der nordpolaren Tiefsee geht die Sedimentation augenscheinlich sehr langsam vor sich; denn an einzelnen Stellen fanden sich Eisenkonkretionen, welche an die Manganknollen des Roten Tiefseetones erinnern. Unter der biogenen Komponente, die überall sehr geringfügig war, waren auffallenderweise kieselige Reste (Diatomeen) überhaupt nicht vorhanden; auch kalkige fehlten häufig. In keinem Falle erreichte der Kalkgehalt 5%. Am häufigsten traten noch Foraminiferen, insbesondere Globigerina „bulloides“ und pachyderma, auf, welch' letztere wir auch als antarktische Glazialform kennen gelernt haben. Daneben fanden sich aber auch eine Reihe benthonischer Formen. Coccolithen konnten nur in einer Grundprobe als große Seltenheit nachgewiesen werden. Nach alledem können die Ablagerungen, welche der „Fram“ im zentralen Becken des arktischen Mittelmeeres antraf, nicht als Blauschlick schlechthin aufgefaßt werden: dazu ist ihr Kalkgehalt zu gering, auch die Abwesenheit kieseliger Organismenreste sehr auffallend. Anderseits haben aber diese Sedimente auch mit antarktischem Glazialschlamm nur sehr wenig gemeinsam. Die völlige Abwesenheit

grober Geschiebe im arktischen Tiefenbecken beweist, daß seit längerer geologischer Zeit keine Trift von Eisbergen über dieses hinwegzog und die Erfüllung mit Meerwasser- und Packeis schon seit ungezählten Jahrtausenden besteht. Ähnliches ergibt sich aus der Feinkörnigkeit der meisten Proben, deren minerogene Komponente fein verteilte Flußtrübe darstellen dürfte, welche von den großen sibirischen Strömen in das nördliche Eismeer getragen wurde. Es könnte übrigens naheliegen, die nur 50—100 m erreichende Tiefe des nordsibirischen Schelfes auf Anhäufung solcher Flußtrübe zurückzuführen, doch steht dem die erhebliche Breite dieses Schelfes von durchschnittlich 400—500 km entgegen. Die Sedimente des zentralen, von NANSEN durchtrifteten Nordpolarbeckens möchten wir aber doch mit PHILIPPI als eine Abart des Blauschlicks auffassen, bei deren Bildung zwar Gletschereis — trotz der Polnähe — keine bedeutende Rolle spielte, während der Einfluß des Treibeises sich darin äußerte, daß durch die mehr oder minder zusammenhängende Eisdecke die planktonische Flora und Fauna ungünstig beeinflußt wurde. Daß dieser ungünstige Einfluß im benachbarten norwegischen Nordmeer sich auch in vergangener Zeit viel weniger bemerkbar gemacht hat als im Nordpolarbecken, geht daraus hervor, daß dem dortselbst als Unterschicht auftretenden grauen Ton nach BÖGGILD Schwammnadeln und fast überall auch Radiolarien- und Diatomeenreste beigemengt sind.

Die Verschiedenheit der arktischen und antarktischen Sedimente erklärt sich aber unschwer aus der sehr ungleichen Vereisung der Kontinentalmassen und der damit zusammenhängenden Verbreitung und Häufigkeit der Eisberge. Im Südpolargebiete ist ein großer Teil des antarktischen Kontinentes von Inlandeis bedeckt, dessen abgestoßene Außenteile, die Eisberge, ungeheure Massen von Gesteinsmaterial jeder Größe in den Ozean hinaustragen. Nordamerika und Nordasien dagegen sind unvereist, und auch die vereisten Inseln des Nordpolargebietes sind nur auf räumlich beschränkten Strecken imstande, Eisberge hervorzubringen. Dagegen münden an den Küsten der Nordkontinente mächtige Ströme ins nördliche Eismeer, welche zwar viel, aber nur feinstes Material dem Meeresboden zum Aufbau der Sedimente liefern. —

An dieser Stelle mag — der Vollständigkeit halber — noch auf einige Lokaluntersuchungen hingewiesen sein, welche einerseits früher Ausgeführtes z. T. bestätigen, anderseits aber auch die außerordentliche Mannigfaltigkeit der Sedimente dieser vom Eis in der verschiedensten Form beeinflußten Meeresteile der Arktis dartun.

Der Herzog VON ORLÉANS erhielt auf seiner zweiten Polarfahrt an Bord der „Belgica“ in den Küstengewässern von Nowaja Semlja, und zwar in der Karasee, der Karischen Pforte und der nordöstlichen Barents-See 19 Grundproben aus Tiefen zwischen 90 und 340 m. Diese Grundproben sind durch J. THOULET[493]) in der diesem Forscher eigenen,

früher gekennzeichneten Weise untersucht worden. Leider fehlen vollständige chemische Analysen völlig, was sehr zu bedauern ist, da die Proben immerhin manche Eigenheiten erkennen lassen. Die bräunliche Farbe des Schlicks deutet der Autor auf langsame Sedimentation und längere Dauer der oxydierenden Wirkung des Meerwassers, bläuliche Farbe aber auf schnelleren Absatz und Fehlen dieser Oxydationswirkung auf die Eisenverbindungen, von denen ja vorwiegend die Färbung der Sedimente abhängt. Die Ursachen dieser Differenz in der Schnelligkeit des Absatzes werden, in Anlehnung an die besprochenen Ausführungen von NANSEN, in Veränderungen der Tiefe, bezw. Hebungen und Senkungen der Küsten, welche die fluviatile Zufuhr, und in klimatischen Änderungen, welche die Vereisung beeinflußten, gesehen. Die spezielle Beschreibung der Grundproben enthält jedoch nichts, was diesen weitgehenden Schluß gerechtfertigt erscheinen lassen könnte; und die Überlagerung einer braunen Schicht über einer grauen, welche zweimal in der Liste der Lotungen angegeben wird, kann nicht ohne Weiteres mit jener von SCHMELCK und NANSEN für die tiefe Mulde des Europäischen Nordmeeres festgestellten häufigen Schichtung identifiziert werden. Dazu sind Tiefe und Kalkgehalt zu gering, und auch das Verhältnis der Korngrößen spricht in einem Falle dagegen. Die Erscheinung könnte vielmehr die gleiche Ursache haben, wie die Braunfärbung der oberen, leicht beweglichen Lagen vieler typischer Blauschlicke, deren blaue Farbe sekundär ist und auf Reduktion der Eisenverbindungen durch fortschreitende Verwesung organischer Substanz in den tieferen, dem direkten Einfluß des Meerwassers entzogenen Lagen zurückgeht. Wenn das richtig ist, würde überhaupt nicht eigentliche Schichtung vorliegen. Der Kalkgehalt der Proben war, wie das für Ablagerungen polarer Meere mit ihrem sauerstoffhaltigen Wasser charakteristisch ist, durchweg niedrig (bis 7,5% im Maximum, in zwei Fällen überhaupt = 0). Die Beteiligung biogener Komponenten war im allgemeinen sehr minimal und beschränkte sich auf seltene Diatomeen, Schwammnadeln und (benthonische) Foraminiferen. Sieht man von den in polaren Gegenden nicht auffallenden, gröberen Kiesbestandteilen und Gesteinsbrocken ab, so fällt bei den von THOULET ausgeführten Analysen das Überwiegen der schlammigen Bestandteile über die sandigen auf, deren Verhältnis sich zwischen etwa 99 : 1 und 83 : 17 bewegt. Wichtig ist, daß die schlammigen Bestandteile vorwiegend feinstes Mineralmehl darstellen und nicht Ton im chemisch-mineralogischen Sinne, so daß diese Proben — im Gegensatz zu denjenigen aus dem offenen Polarmeer — eine gewisse Ähnlichkeit mit den „glazialmarinen Sedimenten" der Antarktis bekunden. — Von Interesse ist, daß die in ihrer Zusammensetzung zweifellos durch stärkere Strömungen beeinflußten Sedimente der Karischen Pforte einerseits reicher an sandigen und kiesigen Bestandteilen, die hier bis 80% aus-

machen, anderseits aber auch reicher an Organismenresten sind (benthonische Foraminiferen, Muscheln (Astarte), Cephalopodenschnäbel), was auf bessere Lebensbedingungen infolge ständiger Erneuerung des Wassers dortselbst zurückzuführen sein dürfte.

Anhaltspunkte für Strömungen aus der Karischen Pforte und aus der Richtung zwischen Franz-Josephsland und Nowaja Semlja in das Barents-Meer hat auch A. L. W. E. VAN DER VEEN[494]) bei seiner Untersuchung von 61 vom „Willem Barents" bereits im Jahre 1881 zwischen Nordeuropa, Spitzbergen und Nowaja Semlja geloteten Proben gewonnen. Sie ergeben sich insbesondere aus der Verbreitung der Hornblende in den Grundproben. Daß anderseits die vor der Nordküste von Norwegen stellenweise reichlich angetroffenen Spongiennadeln vom Golfstrom hertransportiert worden sein sollen, mag ebenfalls, wenn auch als fraglich, erwähnt werden. Im übrigen mußte es dieser nur recht einseitig (mit Hilfe schwerer Lösungen) ausgeführten Untersuchung versagt bleiben, wichtigere allgemeine Resultate zu erzielen.

Einiges kann schließlich auch noch über die Bodenbeschaffenheit der Baffin-Bai und der Davis-Straße gesagt werden. Schon P. C. SUTHERLAND hat sich in seiner bereits zitierten Arbeit von 1853 auch mit diesen Dingen beschäftigt. In jenen Meeresteilen liegt vielfach der Felsboden ohne jegliche Sedimentbedeckung frei da, eine Folge der abschürfenden und abschleifenden Wirkungen der treibenden Eisberge und Packeismassen. Nur die Depressionen zwischen den anstehenden Felsbuckeln sind dann vielfach mit Sediment gefüllt, das hier wohl überall in Form gröberer Gesteinsbrocken und Schottermassen die Folgen des Eistransportes erkennen läßt. Aus 45—55 m Tiefe bei den „Hunde-Islands, South-East-Bay" unter 68° N. Br. erwähnt SUTHERLAND lockere, weiche, schwarzgefärbte organische Ablagerungen, die er als Zersetzungsprodukte von Tangen deutet, welche, nachdem sie durch die Scheuerwirkung des Eises von ihrem Standort entfernt wurden, sich in Vertiefungen anhäufen. Gewisse Bänke, wie z. B. die der Meeresoberfläche bis auf 27,5 m nahekommende Reefkoll- oder Riscoll-Bank, zwischen 67 und 68° N. Br. vor der W-Küste Grönlands gelegen, bestehen anscheinend ganz aus durch Eis transportiertem Schutt.

Recht interessante, vergleichende Untersuchungen über die Eissedimente Westgrönlands und der vorliegenden Meeresteile verdanken wir E. VON DRYGALSKI[495]). Am meisten beteiligt ist natürlich das Inlandeis an der Schaffung dieser Ablagerungen. „Denn wir finden den Kryokonit auf seiner Oberfläche verteilt; an den Rändern und an dem Boden sammeln und stauen sich die Moränen, in den untersten Lagen werden die fremden Beimengungen zu Schichten geordnet, und in den Spalten wird der an den Wänden herabgespülte Staub in Schmutzbändern eingeschlossen. Bei den vielfachen Beziehungen, in welchen das Inlandeis

zum Lande steht, muß es sich auf verschiedene Weise mit dessen Verwitterungsprodukten beladen . . . . . . Alle werden dann bei der Zertrümmerung des Inlandeises in den Eisbergen eingeschlossen in das Meer hinausgeführt und sinken zu Grunde, wenn die letzteren schmelzen."

„Auch die anderen Eisarten haben ihre Sedimente. So sammeln sich auf dem Eise der Fjorde längs den steilen Felswänden im Laufe des Winters Verwitterungsblöcke, welche an den Höhen abbrechen und herunterfallen; an der Südseite am Stor Ø und an der Westseite des Karajak-Nunatak war eine größere Anzahl davon zu sehen. Ein Teil derselben schmilzt im Frühjahr durch die Eisdecke hindurch und sinkt somit in der Nähe des Herkunftsortes zu Boden," wie von Drygalski dieses „in einigen Fällen auf dem Eise des Kleinen Karajak-Fjordes sah. Ein anderer Teil treibt aber mit den Schollen in das Meer hinaus, um später niederzufallen. Das gleiche gilt von den Staubmengen, die sich auf dem Fjordeis im Laufe des Winters sammeln, und von den Bachsedimenten, welche darauf abgelagert werden, wenn die Bäche früher aufgehen, als das Fjordeis, wie es am Karajak-Nunatak der Fall war."

Auch das Festmaterial der Bäche, welche unter dem Inlandeis und neben seinen Rändern strömen und die feinen Bestandteile des im Eise selbst verteilten Schutts ausschlämmen, gelangt bis ins Meer hinaus; denn in der Umgebung der Bachmündungen ist das Fjordwasser häufig durch „Gletschermilch" stark milchig getrübt — und weiter draußen noch von grünlicher Farbe, im starken Gegensatz zu dem Blau der offenen See —, wie das von Drygalski z. B. bei den Bächen der Nugsuak-Halbinsel, A. de Quervain aber im Quervains-Hafen bei Jakobshavn feststellen konnte. „Das Bacheis selbst aber bringt" — wie von Drygalski beobachtete — „die in ihm eingeschlossenen Bestandteile kaum in weitere Ferne, da es zum größten Teil in den Bächen selbst wieder vergeht und nicht in kräftigem Eisgang in das Meer hinaustreibt. Nur dort, wo es bis auf das Fjordeis hinausgewachsen war und dessen Stärke erhöht hatte, kann es vielleicht nach dessen Zertrümmerung im Meer davontreiben und so die Bachsedimente auch auf diese Weise weiter verfrachten . . . . . Naturgemäß ist zwischen den verschiedenen Eissedimenten, die soeben erwähnt sind, nicht scharf zu unterscheiden; denn das verschiedenartige Material, welches sich noch im Inlandeise befindet, ist dasselbe wie jenes, welches die Bäche ausschlämmen, und wie das, welches mit den Eisbergen davontreibt und weit von seinem Herkunftsorte entfernt zum Grunde des Meeres hinabsinkt. Indessen haben sich doch einzelne Unterschiede herausgestellt, welche auf dem Grade der Sichtung beruhen, die das Material mit der Zeit erfuhr." Auf die groben Bestandteile der eigentlichen Moränen braucht natürlich ebensowenig eingegangen zu werden, wie auf die Blöcke, welche von den Felswänden auf das Fjordeis herabfallen; sie

unterscheiden sich von den Moränenblöcken durch ihre scharfkantigen Formen, welche dem Material von Schutthalden immer eigentümlich sind. Dagegen soll das feinere Material verschiedener Proben miteinander verglichen werden. Die Proben sind teils von E. VANHÖFFEN, dem Begleiter VON DRYGALSKIS auf seiner Grönland-Expedition von 1891—93, teils von diesem letzteren selbst gesammelt worden und im Laboratorium für Bodenkunde der Kgl. Geologischen Landesanstalt zu Berlin untersucht.

Die untersuchten Proben waren Folgende:

1. Kryokonit vom Inlandeis in geringem Abstand vom Lande im Karajak-Gebiet und in der Nähe des Sermilik-Eisstroms.

2. Feine Zwischenlagen der Randmoräne des Inlandeises an der Stirne der Alangorsuak-Halbinsel neben dem Absturz des Sermilik-Eisstroms.

3. Grundmoräne aus den untersten Eislagen der Zunge des Sermiarsut-Gletschers.

4. Sediment des rechten Randbaches des westlichen Itivdliarsuk-Eisstromes kurz vor dessen Mündung in den Fjord.

5. Grünlicher Schlick aus dem Kleinen Karajak-Fjord, in einer Entfernung von etwa 10 km vom Ende des Kleinen Karajak-Eisstroms aus einer Tiefe von 250 m mit der Grundzange heraufgeholt.

6. Bodenprobe aus der Baffin-Bai, im Angesicht der Landzunge von Godhavn auf Disko aus einer Tiefe von 300 m mit der Grundzange heraufgeholt.

Die mechanische Analyse dieser Proben ergab Folgendes:

| | 1. Kryokonit | 2. Randmoräne des Sermilik-Eisstroms | 3. Grundmoräne des Sermiarsut-Gletschers | 4. Sediment eines Inlandeis-Randbaches | 5. Bodenprobe aus dem Kleinen Karajak-Fjord | 6. Bodenprobe aus der Baffin-Bai |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Grand (Korngröße über 2 mm) | 0,0 | 52,2 | 63,7 | 0,6 | 0,3 | 7,1 |
| Sand (Korngröße zwischen 0,05 und 2 mm) | 5,1 | 33,0 | 25,8 | 77,6 | 7,7 | 17,6 |
| Tonhaltige Teile (Korngröße etwa 0,05 mm) | 94,8 | 14,9 | 10,5 | 22,0 | 92,0 | 75,2 |
| Summen | 99,9 | 100,1 | 100,0 | 100,2 | 100,0 | 99,9 |

Die chemische Gesamtanalyse nur der tonhaltigen Teile der für uns allein des Näheren in Frage kommenden Meeresbodenproben aus dem Kleinen Karajak-Fjord (5) und der Baffin-Bai (6) hatte dagegen folgendes Ergebnis:

| | Gesamtanalysen der tonhaltigen Teile der | |
|---|---|---|
| | Bodenprobe aus dem Kleinen Karajak-Fjord | Bodenprobe aus der Baffin-Bai |
| $SiO_2$ | 59,935 | 52,500 |
| $Al_2O_3$ | 14,438 { 5,662 in Kaolin, 8,776 in anderen Silikaten | 14,288 { 6,179 in Kaolin, 8,109 in anderen Silikaten |
| $Fe_2O_3$ | 4,719 | 7,307 |
| CaO | 3,193 | 4,116 |
| MgO | 3,380 | 4,125 |
| $K_2O$ | 3,886 | 2,586 |
| $Na_2O$ | 5,084 | 2,702 |
| Phosphorsäure | 0,197 | 0,163 |
| $CO_2$ | — | 0,104 |
| „Humus“ | — | 2,183 |
| N | — | 0,266 |
| Hygroskopisches Wasser bei 105° C. | 0,924 | 3,580 |
| Glühverlust | 3,864 (ausschließlich hygroskopisches Wasser | 5,496 (ausschließlich $CO_2$, hygroskopisches Wasser, „Humus“ und N) |
| Summen | 99,620 | 99,686 |

Die Ergebnisse der mechanischen Analysen (Tabelle auf S. 476) zeigen den größten Prozentsatz der tonhaltigen Teile, d. h. der Korngröße unter 0,05 mm, in dem Kryokonit, wie das bei der äolischen Bildung desselben nicht anders zu erwarten ist. „Die beiden Moränenproben haben den geringsten Prozentsatz daran und würden einen noch weit geringeren haben, wenn man den Anteil der größeren Steine berücksichtigen würde, welche den Hauptbestandteil der Moränen bilden.

Auch in dem Randbach des Itivdliarsuk treten die tonhaltigen Bestandteile noch bedeutend hinter den sandigen zurück, obgleich er nicht besonders lebhaft fließt. Den überwiegenden Anteil haben sie erst in den Sedimenten des Meeresbodens, und zwar sowohl im Kleinen Karajak-Fjord, wie in dem offenen Meer der Baffin-Bai. Man sieht hieraus, daß die feinsten Bestandteile aus den Moränen durch Wasser ausgeschlämmt werden und noch nicht in dem Randbach, sondern erst im Meer zur Ablagerung kommen."

„Die Bodenprobe aus der Baffin-Bai enthält allerdings gröberes Material, als die aus dem Kleinen Karajak-Fjord, während das Gegenteil zu erwarten wäre, wenn man beide Ablagerungen nur durch Ausschlämmung erklärt, weil der Transport bis zur Baffin-Bai weiter ist, als bis zu der Lotungsstelle im Kleinen Karajak-Fjord. Die Grundzange hat allerdings an der ersteren Stelle einige kleine Steine gefaßt, was im Kleinen Karajak-Fjord bei anderen Lotungen ebenfalls vorkam, so daß auf den Unterschied des Grandgehalts kein Gewicht zu legen ist. Indessen ist in der Baffin-Bai auch der Sandgehalt auf Kosten des Tongehalts im Vergleich mit dem Fjord gewachsen, und die Sedimente sind daher auch im Durchschnitt gröber geworden. Hieraus muß man schließen, daß in der Baffin-Bai das durch Drift hinausgeschaffte Material überwiegt, während im Fjord die durch Bäche ausgeschlämmte feinste Trübung vorherrscht."

Mit den Ergebnissen der mechanischen Analyse gehen die der chemischen insofern parallel, als die beiden Proben des Meeresbodens (5 und 6) etwa den doppelten Gehalt an in Kaolin gebundener Tonerde haben wie die beiden Moränenproben (2 und 3), wie folgende Zahlen zeigen:

| | 2. | 3. | 5. | 6. |
|---|---|---|---|---|
| In Kaolin gebundene Tonerde in | 2,178 | 3,005 | 5,662 | 6,179 |

Dagegen ist der Gesamtgehalt an Tonerde, einschließlich der in anderen Silikaten enthaltenen, in allen vier Proben ungefähr der gleiche. Das feinere Material der Moräne besteht aber aus mechanisch zerriebenem Gesteinspulver, während das der Meeresgrundproben mehr auf chemischem Wege zu Kaolin zersetzt ist. In letzterem ist also der Gehalt an Ton im chemisch-mineralogischen Sinne auf Kosten der in den Moränen noch an andere Silikate gebundenen Tonerde gewachsen. Bemerkenswert ist dabei, daß von den beiden beschriebenen Meeresgrundproben diejenige aus der Baffin-Bai, welche nach der mechanischen Analyse gröber ist und offenbar mehr Driftmaterial enthält, als die aus dem Kleinen

Karajak-Fjord, einen noch stärkeren Gehalt an echtem Ton hat als die letztere, offenbar weil ihr Material wegen des längeren Transportes länger mit dem die Zersetzung vermittelnden Meerwasser in Berührung war. Ob übrigens gleichzeitig auch etwa ein langsamerer Absatz in der Baffin-Bai gegenüber dem Kleinen Karajak-Fjord statthatte und im gleichen Sinne wirkte, könnte zweifelhaft sein, da gerade die Probe aus der Baffin-Bai viel grobes Drift-Material enthält und verhältnismäßig schnell sedimentiert sein dürfte; doch läßt sich absolut nicht sagen, ob nicht auch der Absatz der Gletschertrübe in den Fjorden, in welche größere Eisströme einmünden, sehr rasch erfolgt.

Aus dem Kleinen Karajak-Fjord liegt auch dem Verfasser eine durch E. Vanhöffen aus 200 m Tiefe zu Tage geförderte Grundprobe vor, die der durch von Drygalski beschriebenen durchaus ähnelt. Sie ist in dem heutigen, stark ausgetrockneten Zustande graulichweiß mit einem sehr schwachen Stich ins Grünliche und, wie viele Meeressedimente der Polargegenden, absolut kalkfrei. Es ist zweifellos sedimentierte Gletscherbachtrübe.

Bei dieser Gelegenheit mag noch auf eine Arbeit von Sten de Geer[496]) über den Schlammgehalt des Fjordwassers im Eisfjord auf Spitzbergen hingewiesen sein. De Geer hat hier an zahlreichen Beobachtungspunkten die Durchsichtigkeit des Meerwassers mit Hilfe Forelscher Scheiben bestimmt und so qualitative Anhaltspunkte für die Menge der suspendierten Trübe erhalten, welche mit den von Drygalski an den soeben beschriebenen Bodenproben gemachten Erfahrungen wohl übereinstimmen. Insbesondere zeigte sich, daß Trübungen, welche für die Ablagerung am Meeresboden irgendwie nennenswert in Betracht kommen, sich nur über wenige Kilometer Entfernung vor Gletscherenden und Flußmündungen ins Meer hineinziehen, so daß das äußere Fjordwasser bereits fast die Klarheit des offenen Ozeanes besitzt. Des weiteren aber haben diese Untersuchungen, deren Fortsetzung in anderen Gebieten sehr wünschenswert wäre, ergeben, daß der Schlammgehalt des Meerwassers weniger von der Größe der Gletscher oder der Flüsse, also des Denudationsgebietes, als vielmehr von der Beschaffenheit des Gesteinsmaterials in demselben abhängig ist.

### 3. Nord- und Ostsee

#### Einleitung

Wenn wir von den nordöstlichen Teilen der Ostsee, die in das Gebiet Fennoskandias und der Russischen Tafel hinübergreifen, absehen, so bilden Nord- und Ostsee die natürliche submarine Fortsetzung des norddeutschen Bodens und stellen den noch jetzt wassererfüllten Rest des früher auch diesen — in verschiedenen Zeiten in verschiedenem

Ausmaße — umfassenden „Niederdeutschen Beckens“ dar. Verschieden in den Einzelheiten war die Geschichte dieser beiden heimischen Meere noch in den jüngstvergangenen Zeiten, doch hat die Eiszeit des Diluviums denselben auch manchen gemeinsamen Stempel aufgedrückt, was sich sowohl in der Zusammensetzung des Untergrundes aus vergangener Zeit, wie in derjenigen der in Fortbildung begriffenen modernen Sedimente widerspiegelt.

Beide Meere waren bekanntlich in der Diluvialzeit ganz vom Eise bedeckt, welches nicht nur die aus der Tertiärzeit überkommene Bodengestaltung durch glaziale Erosion und Ausräumung umgestaltete, was uns besonders in den nördlicheren Teilen der Ostsee noch näher interessieren wird, sondern anderseits — vor allem in deren südlicheren Teilen — mehr oder minder mächtige Aufschüttungen schuf, welche in der Folgezeit bis heute mannigfache Umlagerungen erlitten, aber trotzdem und trotz der Besiedelung mit mariner Flora und Fauna ihre glaziale Herkunft nicht verleugnen können. Wenn wir die neueste Darstellung von E. Geinitz[497]) über die verschiedenen Rückzugsstaffeln des norddeutschen Inlandeises zugrunde legen, was natürlich in keiner Weise eine Entscheidung in dem Streit der Monoglazialisten und der Anhänger der Interglazialzeiten bedeuten soll, so würde die Nordsee, abgesehen von ihrem südwestlichsten, zum Kanal führenden Teile, in der Hauptsache von dem aus Norwegen (dem Christiania-Gebiet) stammenden Eisstrome bedeckt gewesen sein, der auch Teile von England überströmte. Daher die Häufigkeit der norwegischen Geschiebe auf Sylt, Amrum und Helgoland, wie auch im äußersten Nordwesten Hollands. Nur der innerste Teil der Deutschen Bucht der Nordsee vor der Jade und Weser- und Elbe-Mündung wurde von dem aus Schweden kommenden, „baltischen Eisstrom“ überströmt, der auch während seiner größten Ausbreitung die cimbrische Halbinsel (abgesehen vom Nordwesten), die dänischen Inseln, die ganze Ostsee, wie auch Nord- und Mitteldeutschland überdeckte. Die Herausbildung des Baltischen Stromes und sein z. B. durch das Überwiegen schwedischer Geschiebe in der jüngeren Grundmoräne auf Sylt bewiesenes, späteres starkes Ausweichen nach Westen wurde nach Geinitz durch große Senkungen im Gebiete Nordjütlands verursacht, mit denen ungefähr gleichzeitig die Öffnung des englischen Kanals vor sich ging, durch welchen nunmehr das warme, stark abtauend wirkende Golfstromwasser vordringen und seine Fauna verfrachten konnte. Hierdurch kam der „norwegische Eisstrom“ zum rascheren Abschmelzen und die Nordsee wurde daher eher vom Eise frei, als das Gebiet der Ostsee.

Noch heute steht die Ostsee im Winter über weite Flächen unter der Herrschaft des Eises, und wir haben bereits früher von hier verschiedene Fälle von Gesteinstransport durch Treibeis aufführen können, neben anderen charakteristischen Wirkungen desselben. Wir fügen des

weiteren hinzu, daß[498]) an manchen Punkten der Ostsee häufig Grundeisbildung stattfindet, u. a. bei Luleå und Kalmar. Im Ålandsarchipel hat man selbst aus 35—53 m Wassertiefe zahlreiche Eisklumpen aus dem Meere emporschießen sehen, die Seegras und andere auf dem Meeresgrunde befindliche Gegenstände in die Höhe brachten, und bei Luleå ereignete es sich sogar, daß ein über etwa 36 m Wassertiefe ausgebreitetes Fischnetz von dem aufsteigenden Grundeise an die Oberfläche emporgehoben wurde.

Die Notwendigkeit einer genauen Aufnahme des Bodens der heimischen Meere hatte schon ORTH erkannt, von dessen, wenn auch schon fast ein halbes Jahrhundert zurückliegenden, so doch durchaus modernen Gesichtspunkten entsprechenden Anregungen die Darlegungen dieses Bandes ihren Ausgang nahmen. Die Dringlichkeit einer besonderen geologischen Aufnahme aber ist dann neuerdings vor allem durch eine Denkschrift des preußischen damaligen Bezirks-, jetzigen Landesgeologen W. WOLFF[3]) und danach ausführlicher auch durch den schwedischen Geologen H. MUNTHE[499]) dargelegt worden. Besonders die Diluvialgeologie hat ein weitgehendes Interesse an der Ausdehnung ihres Forschungsgebietes bis auf den Boden der in Frage stehenden Flachmeere. So müßte eine Aufsammlung erratischer Gesteine am Boden der Nord- und Ostsee stattfinden, sowie eine Untersuchung über Form und Zusammenhang ihrer Vorkommen auf dem Meeresgrunde. Eventuell wäre ihr submarines Anstehendes aufzusuchen; liegen doch am Boden der östlichen Ostsee zweifellos die stratigraphischen und faziellen Bindeglieder zwischen den (cambrisch-)silurischen „Tafelinseln" einerseits und dem Cambrium und Silur des skandinavischen und estländischen Festlandes anderseits. „Die endmoränenartigen Steinriffe und Steingründe, die Steinzonen vor versunkenen Klinten und auf den alten Stellen abradierter Erhebungen müssen kartographisch festgelegt, das Material petrographisch und stratigraphisch bestimmt werden. Nur so lassen sich die Ausgangspunkte mancher als Leitgesteine wichtiger Geschiebe umgrenzen, nur so können wir der Frage näher kommen, wie sich die charakteristischen geologischen Oberflächenformen und Bildungen Norddeutschlands zu denjenigen Dänemarks, Englands, Schwedens verhalten, wo die eine Art in die andere hinübergeleitet wird, wo gewisse Typen aufhören, bis zu welchem Grade und zu welcher Grenze überhaupt ein Zusammenhang besteht und welche trennenden Elemente dazwischen treten". Des weiteren aber wären die Terrassensysteme des Festlandes bis in das Herrschaftsbereich des Wassers hinein zu verfolgen, systematische Forschungen über die unterseeischen Flußrinnen, über die Lage versunkener prähistorischer Wohnplätze, über unterseeische Torfe usw. müßten sich anschließen, um über die tektonischen Bewegungen der Küstengebiete und des Meeresbodens ins Klare zu kommen; denn „die

geologische Forschung kennt die Küsten nicht als Grenzen ihres Bereiches, sondern nur als lästige Zufallsschranken. Ihre Ziele liegen unter dem Meere so gut wie auf dem Lande, und ihr Bestreben muß es sein, ebenso wie sie in immer größere Tiefen der Erde eindringt, wie sie den Boden der Flußbetten, die Gründe der Binnenseen durchsucht, so auch unter dem Meere fortzuschreiten, soweit immer die technischen Mittel reichen". — Es soll im Folgenden unsere Aufgabe sein, einen gedrängten Überblick über das zu geben, was in dieser Hinsicht bisher schon durch verschiedene Autoren, aber ohne systematisches Vorgehen, erreicht worden ist, wobei wir uns, wie aus dem Gesagten ja schon hervorgeht, natürlich nicht auf die modernen Sedimente dieser beiden Meere beschränken können, sondern auch deren Morphologie und jüngste Vergangenheit mit in Betracht ziehen müssen.

### Die Bodenformen von Nord- und Ostsee

Über die Bodenformen dieser beiden Flachmeere, welche nur eine seichte Überschwemmung des Kontinentalsockels darstellen und mit Ausnahme der Norwegischen Rinne zum europäischen Schelf gehören, ist eine umfangreiche Literatur vorhanden; doch dürfte es schwerlich gelingen, eine bessere Übersicht darüber zu geben, als KRÜMMEL in seinen bekannten Vorträgen über „Die Deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung" [501]) getan hat. Im Anschluß an diese, ähnlich im „Handbuch" wiederholte Darstellung und unter Berücksichtigung auch der neueren Literatur seien daher im Folgenden die Morphologie und das Bodenrelief des „Randmeeres" der Nordsee und des „interkontinentalen Mittelmeeres" der Ostsee kurz behandelt.

### Die Nordsee

Die Nordsee ist heute vom Ozean her durch vier verschieden breite Pforten zugänglich. Der Zugang vom Kanal her ist trotz seiner geringen Breite von 33 km doch sehr wichtig, da durch ihn sogar tropisch-atlantisches Wasser seinen Weg in die Nordsee findet, wie sowohl die Flaschenposten, als auch die Trift von Sargassozweigen erwiesen haben. Weit unbedeutender ist die Pentlandstraße zwischen dem Körper von Schottland und den Orkney-Inseln; am wichtigsten aber bleiben natürlich die breiten nördlichen Zugänge, die sich zum Europäischen Nordmeer öffnen, das weite Tor von Fair I. zwischen den Orkney- und Shetland-Inseln, sowie die breiteste und tiefste Öffnung zwischen den Shetland-Inseln und der Norwegischen Küste bei Statland im Norden. Hieraus geht zweifellos hervor, daß die Nordsee als ein Appendix des Europäischen Nordmeeres zu gelten hat. Dieser Zusammenhang wird noch deutlicher, wenn wir die Tiefenverhältnisse berücksichtigen, da die Schelfplatte der britischen Inseln einschließlich des Nordseeschelfes nach Norden geneigt

ist und durch ein breites Tal von 300 und mehr Meter Tiefe von Norwegen getrennt wird, die schon genannte Norwegische Rinne, welche unmittelbar in das 2000—3000 m tiefe Nordmeerbecken hinunterführt.

Die Nordsee[502]) wird durch die flache Doggerbank in zwei Teile geschieden, deren nördlicher von 40 m Tiefe ab erst rasch, dann allmählich zu 80 und 100 m Tiefe abfällt, um schließlich gegen die über 1000 m erreichende Färöer-Rinne in steilerer Böschung abzusetzen. Als eine mäßige Anschwellung liegt hier die Große Fischerbank mit Tiefen zwischen 60 und 70 m in der Mitte der Fläche. Nach der britischen Seite hin ist eine über 80 m tiefe, südlich bis fast auf die Höhe von Newcastle vordringende Mulde gelegen, die von unseren Fischern der Fladengrund, von den englischen Cemetery oder der Friedhof genannt wird.

Die Doggerbank, so groß wie Schleswig-Holstein, innerhalb der 40 m-Linie von gestreckt-ovalem Umriß, ist in ihrem breitesten Südwestteile nur 15 m tief. Nach Süden ist ihr unmittelbar die sogenannte Silberkule (Silverpit der englischen Fischer) vorgelagert, eine Furche von 60—70 m Tiefe, deren wir bereits im I. Bande bei Besprechung der Schelffurchen gedacht haben; sie gilt als Mündung des alten Rheins und soll auch eine Reihe ostbritannischer Abflüsse, wie die Themse, aufgenommen haben.

In der südlichen Nordsee sind die Tiefen nirgends größer als 45 m, auf sehr weiten Strecken sogar nicht über 35 m, sodaß wirklich die meisten unserer Kirchen, hierher versetzt, mit ihren Turmspitzen aus dem Wasser heraussehen würden und die herausragenden Masten gesunkener Seeschiffe den Schiffbrüchigen letzte Zuflucht gewähren.

Eine verwickelte Geschichte ist es[503]), welche der Boden des Nordseeschelfes uns erzählt. Der südlichste Teil (vergl. auch Fig. 133) ist der jüngste Erwerb des Meeres. Aber auch das Übrige ist unmittelbar nach dem Rückzug des Norwegischen Eisstromes zunächst trockenes Land gewesen. Die Richtung der Doggerbank von Nordost nach Südwest, ihr merkwürdiger Steilabfall nach Süden und Südwesten hin und ihre Beschüttung mit Kies und Sand weisen auf Eisstauchungen (Rundhöckerbildung?) und glaziale Geschiebe hin. Das vom Eise befreite, südliche Nordsee-Land wurde aber nicht nur von großen, jetzt ausgestorbenen, diluvialen Säugern besiedelt, sondern auch wahrscheinlich vom paläolithischen Menschen, der diesen nachstellte. Das zeigen die Fossilfunde, welche die Fischdampfer auf der Doggerbank nicht selten mit ihrem Grundnetz heraufbringen, mit denen wir uns noch weiter unten eingehender zu befassen haben werden. Die ganze südliche Nordsee ist also erst in Anwesenheit des europäischen Menschen, nach Abschluß der großen Vereisung, und zweifellos im Zusammenhange mit Senkungsvorgängen vom Meere erobert worden. Dieses aber hat inzwischen Zeit genug gefunden, um mit seinen Sturmwellen und Gezeitenströmungen den

alten Festlandssockel an geeigneten Stellen aufs schönste einzuebnen; schon die älteren Seekarten unterscheiden „die breiten Vierzehn" (the broad Fourteens), wo westwärts von der niederländischen Küste auf einem Areal von 3500 qkm alle Lotungen fast genau 14 Faden (23—24 m) ergeben.

Jugendlicher Entstehung müssen aber auch die eigenartigen Bänke sein, welche sich namentlich im Südwestteile in dem Winkel zwischen

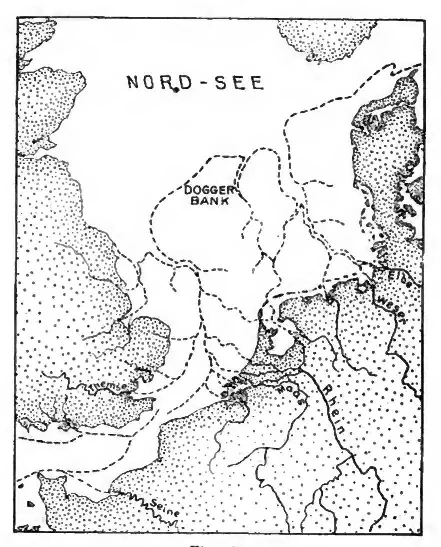



Fig. 133.
Kärtchen der Nordsee mit der Doggerbank nebst früherer Küstenlinie und den hypothetischen Verlängerungen der nordwestdeutschen und südostenglischen Flüsse während der Postglazialzeit. Nach CL. REID, Submerged Forests, S. 40, Fig. 4.

Cromer und Texel meist in staffelförmig angeordneten Parallelzügen vorfinden. Unter diesen Bänken, welche schmale, aber langgestreckte Erhebungen darstellen, sind die Fünfbänke zwischen Cromer und der Doggerbank und die zahlreichen Bänke vor der Themse und in den Hoofden besonders genau aufgenommen. Die Seekarten zeigen sie uns fast alle nach demselben Muster gebaut: im Norden des Gebietes sind

sie nach Nordnordwesten, dann nach Norden, im Süden vor der Themsemündung nach Nordosten gerichtet und ebenso vor der flandrischen Küste. Ihre Länge beträgt meist 15—20 km, ihre Breite kaum 2 km, und nur bei den landnäheren ist die letztere größer. Denkt man sich die Nordsee trocken gelegt, so würden diese Bänke als lange Hügelkämme von 20—30 m relativer Höhe und oft, aber nicht allgemein ziemlich steiler Böschung aus dem umgebenden, flachen Boden hervorragen. Die südlichsten Vertreter dieser Art liegen im Kanal zwischen Dover und Calais, und von diesen, der Varne- und Colbart-Bank, über denen bei Springebbe nur bis zu 2 und 3 m Wasser stehen, haben wir bereits auf S. 7 dieses Bandes berichtet, daß sie Kerne von anstehenden Gesteinen der Portland-Abteilung des oberen Jura in sich bergen. Englische Geologen haben anfänglich gemeint, die Gezeitenströme hätten diese Wälle aufgebaut, ähnlich den Sandbänken in den Flüssen; denn wie jene der Stromrichtung des Flußwassers im Allgemeinen parallel verlaufen, so stimmt auch die Richtung der Gezeitenströme gut zu derjenigen der Kämme der Bänke. Trotzdem lassen die anstehenden Felskerne der beiden genannten Bänke zwischen Dover und Calais kaum einen Zweifel, daß auch in den anderen Bänken Reste der ehemaligen Landbrücke versteckt liegen, welche die britischen Inseln mit dem Norden Frankreichs und mit Flandern verbunden hat. Von dieser mögen zeitweise noch einzelne Inseln übrig gewesen sein, welche aber durch die abtragenden Kräfte des Meeres längst bis zur heutigen Tiefe abradiert wurden. Sturmfluten und Gezeitenströmungen von gewaltiger Kraft haben diese aus nicht gerade härtesten Gesteinen bestehenden Landbrücken und ihre Reste zerstört. Wie wenig Zeit, selbst bei geringerer Leistungsfähigkeit jener Prozesse, zu solchen Zerstörungen nötig ist, läßt sich an dem Beispiel Helgolands erweisen. Noch um 1570 reichte dessen Unterland nach Osten breit über die jetzige Düne hinweg und war dort als „Wittekliff" so hoch, wie jetzt das rote Buntsandstein-Oberland. Unbedachtsame Zerstörung der Kalkbänke durch die Helgoländer selbst lockerte diesen Zusammenhang, sodaß im Jahre 1712 eine verhängnisvolle Sturmflut die vor allem aus Muschelkalk und im nordwestlichen Teile aus Kreideformation gebildete Steinplatte leicht von der Hauptinsel löste. Im 19. Jahrhundert war als letzter Rest davon ein kleines, dünenbedecktes Inselchen übrig; aber nach der Sturmflut um Weihnachten 1894 drohte auch dieses zu verschwinden; und es hat der ganzen Kunst des Wasserbaumeisters bedurft, um mit zahlreichen, radial gestellten Buhnen die Wegspülung der winzigen Kiesinsel zu verhüten. „Ohne dieses Eingreifen der Technik" — meint Krümmel — „wäre aus den Fundamenten des ehemaligen Wittekliffs eine von NW. nach SO. gestreckte Bank geworden, der Varne- oder Colbart-Bank so ähnlich, wie ein Geschwister dem anderen", ein vollkommenes Analogon also zu den

Bänken der Hoofden. Daß die Gezeitenströmungen im Gebiete des heutigen Kanals früher in der Tat bedeutend größere Intensität gehabt haben müssen, als heute, ist schon früher von KRÜMMEL auseinandergesetzt worden[504]), und es soll auf diese Dinge noch kurz eingegangen werden, weil damit eine Deutung der Entstehung des Kanals selbst gegeben ist. Denkt man sich diesen mit KRÜMMEL geschlossen, „so war von zwei Seiten her der anrollenden Flutwelle ein trichterförmiger Raum zugewendet, sowohl vom jetzigen Kanal aus, wie auch aus der Nordsee. Das mußte naturgemäß die Flutgrößen in einem Maße steigern, daß sie vielleicht selbst die Riesenfluten der Fundy-Bai noch übertrafen, wo bei Noel am Südufer der Minenbai schon die taube Flut 13,3 m, die Springflut gewöhnlich 15,4 m aufläuft. Im britischen Kanal haben wir heute in der Bai von Cancale und am Mt. St. Michel Flutgrößen von 11—12 m, während sie vor der Doveröffnung, zwischen Dieppe und Boulogne, noch 8,2—8,9 m, bei Deal an der Nordseeküste, nördlich Dover, aber fast 5 m und bei Dünkirchen 5,8 m erreichen. Jedenfalls mußten damals zu beiden Seiten der Landbrücke Flutgrößen und demgemäß auch Stromstärken wie im Golf von Bristol vorkommen, wo sie am Clevedon Pier bei Springzeit gelegentlich 15,9 m gezeigt haben. Durch G. LENNIER ist festgestellt, daß sich die alten Steilränder jener Zeit, mit den charakteristischen Feuersteingeschieben am ehemaligen Strande, insbesondere bei St. Adresse unweit Havre, bei Fécamp und Dieppe in Höhen von mindestens 7 m über der gegenwärtigen Hochwassermarke noch vorfinden, woraus sich sogar ein Flutwechsel von 22 m folgern läßt, denn um ebensoviel wie das Hochwasser über die gegenwärtige Marke sich erhob, mußte damals das Niedrigwasser unter der heutigen Niedrigwasserlinie zurückbleiben. Die Niveaus, in denen diese Ablagerungen vorkommen, sind nicht überall dieselben, und deshalb folgert LENNIER mit Recht, daß der Durchbruch der Enge nicht auf einmal in erheblicher Breite, sondern schrittweise erfolgt sei und die Flutgrößen damit dann ebenso schrittweise sich verringert hätten, bis endlich die gegenwärtige Öffnung mit der ihr entsprechenden Fluthöhe erreicht wurde." So erhielten die britischen Inseln ihre Inselnatur, und auch die Insel Wight läßt KRÜMMEL in ähnlicher Weise durch die Wirkung starker Gezeiten sich vom britischen Mutterland loslösen. „Ob hier und bei Dover gleichzeitig eine Senkung des Landes dieses Eindringen der Fluten gefördert habe, muß dahingestellt bleiben, ist aber für die historischen Zeiten nicht nachzuweisen." Doch mag schon früher an Stelle des heutigen Kanals eine Senke bestanden haben.

In scharfem Gegensatz zu den flachen, aber breit hingelagerten Formen der eigentlichen Nordsee steht die tiefe, aber schmale Norwegische Rinne. Diese Rinne besitzt eine mittlere Breite von 100 km und sinkt von der Großen und Kleinen Fischerbank her ziemlich sanft, zumeist

mit $^1/_4{}^0$ bis $^1/_3{}^0$ Böschung, ab, während die Erhebung gegen die Norwegische Felsküste sehr steil wird und stellenweise 8° bis 10° erreicht. Die größte bisher bekannte Tiefe (700 m) gehört schon dem Skagerrak an, in welchem beträchtliche Flächen mehr als 500 m tief liegen. Die letzten, bescheidenen Ausläufer der Rinne finden sich im Kattegat. Der Wasseraustausch nach dem Nordmeer hin wird durch eine Schwelle von etwa 280 m Tiefe auf der Höhe von Udsire beschränkt; hier liegt der Boden der Rinne nur 150 m unter der Fläche des benachbarten Nordseeschelfes. Fr. Nansen verglich diese eigenartige Rinne mit analogen Bildungen im Weißen Meer und in der Murmansee, und Middendorff fand sie den Austiefungen um Nowaja Semlja herum ähnlich. Es ist kaum zu bezweifeln, daß die Anlage der Rinne auf Dislokationen zurückzuführen ist, die vielleicht schon in älteren, tertiären Zeiten stattfanden; haben wir doch schon im I. Bande auseinandergesetzt, in wie bemerkenswerter Weise die großen Tiefen des Skagerraks auf eine häufiger von Erdbeben betroffene Zone im südlichen Schweden hinzielen. Gegen eine einfache Aushobelung der Rinne durch das skandinavische Inlandeis spricht schon allein das steile Nordgestade; dagegen erscheint eine ausgiebige Zuschüttung mit glazialem Detritus während der Eiszeit für die nördlichen und westlichen Teile sehr wohl annehmbar.

### Die Ostsee

Wenn die Nordsee wenig gegliedert und breit gegen das Europäische Nordmeer geöffnet war, so ist die Ostsee nicht nur ungleich abgeschlossener, sondern auch reicher gegliedert; im Ganzen aber ist sie so entlegen von allen reineren ozeanischen Einflüssen und so unselbständig, wie kein anderes Nebenmeer der heutigen Erdoberfläche. Seit alters her wird an der Ostsee vom Kattegat an bis zum Finnischen und Bottnischen Golf hin eine größere Zahl deutlicher Abgliederungen unterschieden. Nicht nur diese beiden zuletzt genannten, verhältnismäßig schmalen Abzweigungen, sondern auch die ganze Ostsee sieht einem Talgebilde viel ähnlicher als die breit hingelagerte Nordsee, sodaß man durchaus mit Recht von einem „Baltischen Tal“ gesprochen hat.

Auch die Tiefenverhältnisse lassen, wenn wir nunmehr ins Einzelne gehen, den gleichen Grundzug erkennen: denn 30—60 m gegen die Umgebung eingesenkte, talartig schmale Rinnen sind besonders in dem reich gegliederten westlichen Teil der Ostsee häufig. Im Kattegat erstreckt sich die „Tiefe Rinne“ aus der breiten Mulde des Skagerraks auf der schwedischen Seite nach Süden bis auf die Höhe von Anholt hinauf, während an der Westseite alles flach bleibt; doch ist auch da die Läsö-Rinne flußartig eingeschnitten. Lange, schmale Flußtäler sind dann im Samsö-Belt und im Kleinen Belt erhalten. Ähnliche Rinnen werden auch reichlich im Großen Belt kenntlich, und überhaupt führt

die ganze Bodengestaltung des flachen Gebietes nördlich von Laaland mit dem Staaltief, dem Guldborgsund, dem Storström und Grönsund zu dem Eindruck, als habe man es mit einem oberflächlich überschwemmten Stück Festland zu tun. Im Großen Belt bei Korsör, mit den tiefen Rinnen von Halskov, Agersö- und Omösund, welche alle über 40 m tief sind, „erstehen vor unserem Auge Flußschlingen, die aussehen, als ob der Belt um 50 m gesenkt wäre." Die ehemaligen Zusammenhänge dieser alten Flußläufe sind, wenigstens für den südlichen Teil der Beltsee, schon durch E. GEINITZ angegeben worden[505]); eingehender hat sich neuerdings H. SPETHMANN[506]) in den Begleitworten zu seiner Tiefenkarte der Beltsee mit diesen Bildungen beschäftigt, und wohl die neueste Übersicht gab ELISABETH BÜCHTING[507]) in ihrer Jenenser Inaugural-Dissertation über „Die Bodenformen der Ostsee", mit welcher Arbeit wir uns im Folgenden noch mehrfach auseinandersetzen werden. Es sind hauptsächlich drei alte Flußsysteme, welche hier noch deutlich zu erkennen sind. In vorwiegend ostwestlicher Richtung durchzieht der „Hauptstrom", wie GEINITZ ihn nennt, die Mecklenburger und Kieler Bucht. Besonders deutliche Spuren von ihm sind in der Kadetrinne und im Fehmarnbelt erhalten. Die erstere bildet einen flach nach Nordwesten geöffneten Bogen von fast 30 km Länge und besteht aus drei länglichen Wannen von 28—30 m Tiefe. Flacher und breiter als die Kadetrinne ist der Anfang des Fehmarnbeltes. Nordwestlich der Insel dagegen tritt der Talcharakter in dem im Bogen nach Westen gerichteten Windsgraw wieder deutlich in Erscheinung; hier werden zwischen steilen Ufern bei nur 1—3 km Breite 30—36 m Tiefe erreicht. Weiter nach Westen ist dieser Hauptstrom von GEINITZ noch bis Alsen in einem schwach S-förmigen Bogen zu erkennen. Die von dem genannten Autor angegebenen Verbindungsstrecken finden meist eine Unterlage in einzelnen Kolken oder Wannen, wie sie überhaupt für die ganze Ausbildung dieser Flüsse kennzeichnend ist. Eine ganze Reihe von Nebenflüssen flossen wahrscheinlich dem Hauptstrom auf dieser ostwestlichen Strecke zu; von ihnen haben aber nur zwei ihre Spuren hinterlassen, der alte Travelauf und der Zufluß aus der Eckernförder Bucht. Ersterer durchzieht als 9 km lange und 26 m tiefe Rinne die langgestreckte Mulde der Lübecker Bucht, und es mag an dieser Stelle daran erinnert sein, daß wir im I. Bande den submarinen Austritt eines artesischen Grundwasserstromes aus dieser submarinen Fortsetzung des alten Travebettes feststellen konnten. Viel deutlicher erhalten ist der Zufluß aus der Eckernförder Bucht, welcher schon tief im Innern derselben, bei 25—28 m Tiefe, einsetzt und sich über 16 km verfolgen läßt. Besonders klar tritt seine nordsüdlich gerichtete Mündungsstrecke in der Breite von Schleimünde hervor.

Der zweite, wichtige submarine Flußlauf der Beltsee zweigt sich südlich von Langeland von dem Hauptstrom ab und zieht in nördlicher

Richtung durch den Großen Belt. Er ist zugleich auch der längste, da er sich auf 200 km Länge bis zur Grenze der Beltsee beim Schultz-Grund verfolgen läßt. Entsprechend seinem Verlauf im ehemaligen Flachland läßt er starke Mäander erkennen; so pendelt er in seinem südlichen Teile zwischen Langeland, Laaland und Seeland sechsmal von einem Ufer zum anderen. Stellenweise sind die Flußschlingen durch spätere geradlinige Verbindungsstrecken abgeschnitten. Nach der Einebnung südlich des Elephantengrundes, wo die Verbindung nur durch einige Kolke gegeben ist, treten die abwechselnd nach Westen und Osten geöffneten Bögen wieder auf. Besonders scharf ausgeprägt sind sie bei Samsö. Charakteristisch ist, daß die Kolke wohl ausnahmslos an Stellen liegen, an denen der umliegende Boden schwellenartige Untiefen oder Inseln zeigt; und E. Büchting hat sie daher als Strudellöcher aufgefaßt, die der ehemalige Strom beim Überwinden der ursprünglichen Schwellen gebildet hat. Die schon genannten, tiefen Rinnen in Agersö- und Omösund stellen zwei alte Nebenflüsse dar, welche dem südlichen Teile des den Großen Belt durchziehenden Stromes von Osten her zuflossen. Von diesen hat der Agersö-Sund eine Tiefe bis zu 66 m, wie sie sonst im Gebiete des Großen Beltes nicht wieder vorkommt. Beide Sunde zeigen den Talcharakter besonders deutlich, da die Inseln von den Seiten dicht herantreten.

Auch der dritte der großen Hauptströme, der durch den großen Belt zieht und nach den eingehenden Schilderungen von Spethmann besonders an dessen Nordende entwickelt ist, zeigt schöne Mäander und zahlreiche Kolke, vor allem im Nordwesten von Fünen.

Die Annahme, daß es sich in diesen jetzt am Boden der Beltsee liegenden Rinnen und Kolken um versenkte Flußläufe vergangener Zeiten handelt, ist, wie wir schon im I. Bande, bei Besprechung der Schelffurchen von weiteren Gesichtspunkten aus, andeuteten, geologisch durchaus nicht unbegründet. Denn die besten Kenner der Entwicklungsgeschichte der Ostsee, die schwedischen Geologen Henrik Munthe und Gerard de Geer haben nachgewiesen — und diese ihre Anschauung darf als gesicherter Besitz der Wissenschaft angesehen werden —, daß nach der Eiszeit, und zwar in der gleichen Zeit, in welcher die südliche Nordsee Festland war und die schon erwähnte, jetzt ausgestorbene Säugetierfauna beherbergte, auch das Ostseegebiet anders aussah, als heute. Die dänischen Inseln lagen um ca. 50 m höher, und die Ostsee selbst war ein großer Süßwassersee, dessen Strandablagerungen reich sind an den kleinen napfförmigen Schälchen der Schnecke Ancylus fluviatilis, sodaß man sich gewöhnt hat, diesen See als Ancylussee zu bezeichnen. Die aus diesem See ausfließenden Gewässer gingen damals im Bereiche der jetzigen dänischen Inseln in Flußtälern in das Skagerrak hinüber, in ähnlicher Weise, wie wir heutzutage Flußbetten von ver-

wandter Gestalt als Verbindungen zwischen den großen kanadischen Seen kennen. Auch an den Küsten des Ancylus-Sees lebte der paläolithische Mensch. Ferner sei bemerkt, daß nach der Ancylus-Zeit eine Entwicklungsphase der Ostsee folgte, in welcher das die Ostsee von der Nordsee trennende Land wieder beträchtlich tiefer eingesenkt war, als heute, sodaß der Austausch der baltischen Gewässer mit denen des Skagerraks und der Nordsee viel ungehinderter und ergiebiger erfolgen konnte, als jetzt. Diese sogenannte Litorina-Zeit, in welcher große Cardien in der Ostsee lebten und Litorina litorea, Tapes decussata, Rissoa membranacea und andere Meerestiere sich bis in den Bottnischen Meerbusen hinein verbreiteten, mußte auch am Boden der Ostsee ihre Spuren hinterlassen, indem die unbehindert eindringenden Gezeiten durch ihre kräftigen, alternierenden Strömungen die alten Flußbetten stellenweise mit Sand und Schlick auffüllten und zubauten, wodurch es eben bedingt ist, daß uns das Talsystem der Ancylus-Zeit nur in Bruchstücken entgegentritt. Fügen wir noch hinzu, daß nach Ablauf dieser Litorina-Zeit eine abermalige Hebung eintrat, welche schließlich die heutigen Verhältnisse der wieder mehr beschränkten Kommunikation zwischen Nord- und Ostsee herstellte. Nun nahm auch der Salzgehalt der Ostsee infolge der starken Süßwasserzuflüsse wieder ab, die Litorina-Fauna wurde gezwungen, sich nach dem Südwesten des Beckens zurückzuziehen, woselbst sie noch heute lebt, während an ihre Stelle die rezente, durch Mya arenaria gekennzeichnete Mya-Fauna trat. Wenn wir im Obigen die interessante Parallele zwischen der Konfiguration des Ostseegebietes während der Ancylus-Zeit und den heutigen Canadischen Seen ziehen konnten, so zeigte die Ostsee in einer noch älteren, der Ancylus-Zeit unmittelbar voraufgehenden Zeit einen direkten Zusammenhang mit dem Nördlichen Eismeer quer über den finnischen und nordrussischen Boden hinweg; und den Zustand der baltischen Depression in dieser, durch eine arktische Meeresfauna mit Yoldia arctica gekennzeichneten Yoldia-Zeit kann man ungezwungen mit den heutigen Verhältnissen der Hudson-Bucht in Nordamerika vergleichen.

Indem wir von dieser im Interesse des besseren Verständnisses der submarinen Flußläufe der Beltsee gemachten Abschweifung in vergangene Zeiten zu den Verhältnissen der Jetztzeit zurückkehren, wenden wir uns nunmehr der eigentlichen Ostsee zu. Während die mittlere Tiefe des Kattegats nach Krümmel nur 28 m, die der Beltsee gar nur 16 m beträgt, so ist die übrige Ostsee einschließlich des Finnischen Meerbusens, aber ausschließlich des Bottnischen Golfes im Mittel 71 m tief; wir dürfen daher in ihr tiefere Einsenkungen erwarten. Hier werden nun die räumlichen Verhältnisse allgemein etwas großzügiger, die Flächen breiter.

Das breite Gebiet vom Sunde und der Darsser Schwelle an ostwärts gliedert sich in einige größere Becken und Mulden, welche nach Osten hin an Fläche wie an Tiefe zunehmen. Das Arkonabecken nördlich von Rügen ist nur 55 m tief. Gleich östlich von Bornholm haben wir dann die erste größere Mulde von 60 bis etwas über 100 m Tiefe, die im Osten durch die Mittelbank, im Südwesten durch die Rönnebank mit dem Adlergrund begrenzt wird.

Flachere Schwellen zu beiden Seiten der Mittelbank leiten hinüber zu der von der Hoborg-Bank im Süden der Insel Gotland und von dieser selbst geteilten größten Mulde der Ostsee, die in der Danziger Bucht 109, im Gotlandtief östlich der Insel Gotland 249 m erreicht, aber südlich von den Stockholmer Schären, im Landsorter Tief — einer kleinen und steilen, kesselförmigen Einsenkung —, es sogar auf über 400 m bringt. Auch der Finnische Golf gehört noch zu der gleichen Mulde; sein Boden hebt sich langsam nach Osten, während der Rigaer Meerbusen ein kleines, bis 47 m tiefes Becken für sich bildet.

Verwickelter ist der Übergang zum Bottnischen Golf; denn ziemlich seichte, klippenbesetzte Schwellen verbinden über die Ålandsinseln die schwedischen mit den finnischen Schären und sperren diesen Golf damit von der eigentlichen Ostsee ab. Westlich von den Ålandsinseln, in den Süderquarken, haben wir wieder eine steil begrenzte Senke von 294 m[508]) Tiefe, das Ålandstief; eine dritte, an das Landsorter Tief erinnernde, kesselförmige Senke liegt noch vor Hernösand, eine vierte in der Bottnischen Wiek vor Kap Bjurö mit 124 m; sie alle erinnern im Kleinen an den östlichen Teil der Norwegischen Rinne oder noch besser an ähnliche Bodenformen in den großen russischen und schwedischen Seen, sind also vermutlich tektonischen und vorglazialen Ursprungs. Der Bottnische Golf ist in den Nordquarken durch eine flache Schwelle von weniger als 20 m Tiefe von seinem nördlichsten Teil, der Bottnischen Wiek, getrennt. Deren Mitte nimmt eine längliche, von Südwesten nach Nordosten sich erstreckende Mulde ein, deren Tiefe aber nirgends 150 m übersteigt.

Gehen wir nunmehr ins Einzelne und versuchen die Formen des Ostseebodens mit dem glazialen Formenschatz der umliegenden Festlandsflächen in Parallele zu setzen, wie es bisher am eingehendsten neuerdings E. Büchting in ihrer schon erwähnten Arbeit getan hat.

In jedem, durch strömendes Eis beeinflußt gewesenen Gebiet kann man zwei ringförmig um das frühere Vereisungszentrum herumziehende Zonen unterscheiden, glaziales Ausräumungs- und glaziales Aufschüttungsgebiet. Die Grenzlinie, welche in Nordeuropa diese beiden Gebiete der „negativen“ und „positiven Glazialformen“ voneinander scheidet, durchquert, wie die umliegenden Festlandsflächen zeigen, die eigentliche Ostsee;

aber, da beide Gebiete nicht scharf voneinander getrennt sind und auch seit der Eiszeit noch Umlagerungen am Ostseeboden stattgefunden haben, läßt sich diese Linie doch nur in großen Zügen festlegen. Schon HAUSEN hatte den Versuch gemacht, die Scheidung durchzuführen, und zwar auf Grund der Geschiebeverbreitung[509]). Er führte die Linie von der Nordspitze Kurlands in einem großen Bogen, der fast die Pommersche Küste erreichte, nach der Südküste von Schonen. Zu abweichendem Ergebnis ist E. BÜCHTING gelangt, welche auf Grund der Morphologie zu einer im Allgemeinen nördlicheren Lage dieser Linie kommt. Dieselbe beginnt an der Kurländischen Küste etwa unter 57,5° N.-Breite und läuft von dort in westsüdwestlicher Richtung zur Hoborgbank. Dann läuft sie am Nordwestrande der gotländischen Bänke entlang. Von der Südmittelbank aus macht sie einen Bogen, der Bornholm einschließt und an der Südostecke von Schonen endet. Bei der Feststellung dieser Linie ist als ein charakteristisches Merkmal für die Ausräumungslandschaft das Vorkommen von Rundhöckern angenommen, für das Aufschüttungsgebiet die Sandbedeckung und das Vorkommen von Bänken. Wie weit sich südlich der so festgelegten Linie etwa zunächst noch ein Übergangsgebiet befindet, ist bisher nicht bekannt.

Das Bodenrelief des Bottnischen und der Nordseite des Finnischen Meerbusens ist ebenso wie das des größten Teils der Küstenregionen Mittelschwedens bis zum Kalmarsund hin als überschwemmte Schärenlandschaft zu bezeichnen, und es würde kaum anders aussehen, wenn man Teile von Mittelschweden oder Finnland mit ihren Rundhöckern um 100 m senken und der Überschwemmung durch die Ostsee überantworten könnte. Unzählige, kleine Riffe und Bänke mit engen, gewundenen Rinnen dazwischen geben ungemein verwickelte Fahrwasser, wo der Fremde ohne Lotsenhilfe verloren ist. Sehr ausgeprägt ist die submarine Rundhöckerlandschaft in der Gegend von Stockholm, wo man den Schärengürtel bis etwa zu einer nordostsüdwestlich verlaufenden Linie Landsort, Hufvudskär, Almagrundet, Svenska Högarne, Svenska Björn rechnen kann. Ein von diesem großen, zusammenhängenden getrenntes Rundhöckergebiet findet sich schließlich bei Bornholm; besonders im Nordosten und Südwesten dieser Insel, wo sich auch viele Schären finden, kommen Rundhöcker sehr zahlreich vor. Zahlreiche Einzelmaße dieser Bodenform hat E. BÜCHTING gegeben. Abweichungen, welche gegenüber subaërisch ausgemessenen Rundhöckern bestehen, lassen sich unschwer und ungezwungen auf geringe Lotungsdichte und teilweise Zuschwemmung der Wannen durch rezentes Sediment zurückführen. Zweifellos ist die Ausbildung dieser Bodenform, wie auf dem Lande, durch die Eigenart in der Klüftung der in den betreffenden Gebieten herrschenden vorkambrischen Granite und Gneisse vorbestimmt worden, und eigentliche Rundhöcker fehlen, wo, wie z. B. in einem südlichen Teile des Bottnischen Meer-

busens, Silurkalke den Boden zusammensetzen. Um Gotland herum und nach Osten und Südosten von dieser Insel nehmen die Rundhöcker an Deutlichkeit und Zahl z. T. wohl aus dem gleichen Grunde ab; indessen ist dabei auch zu bedenken, daß man sich hier schon mehr und mehr dem Gebiete glazialer Aufschüttung nähert.

Wenn wir uns nunmehr dieser selbst zuwenden, so wollen wir noch einmal bei dem anknüpfen, was bei Besprechung der Nordsee gesagt wurde. Beide Meeresteile waren zur Diluvialzeit vom Eise bedeckt; doch ist die Nordsee, wie wir sahen, früher von demselben wieder verlassen worden. In der Nordsee sind daher die allbekannten nordischen Gesteinsbrocken als Moränenmaterial zwar ebenfalls niedergesunken, aber von einer sicherlich mehrere Jahrtausende länger als in der Ostsee anhaltenden Sedimentation, die in der Nordsee noch durch die Gezeitenströmungen mächtig unterstützt wurde, fast ganz wieder eingehüllt worden; nur an sehr wenigen Stellen, wie z. B. auf Borkumriff-Grund[510]), begegnen wir steinigem Nordseeboden, wenn auch sonst angeblich Findlinge in den Grundnetzen der Nordseefischer gelegentlich gefunden werden und ein steiniger Grund die Kurrenfischerei stellenweise sogar ganz ausschließen kann. Der Ostseeboden dagegen trägt von der Eiszeit her noch durchweg eine Unmenge unverhüllter Einzelsteine, wie ganzer Steingründe und Blockpackungen. „Dieser Unterschied in der Bodenbeschaffenheit der beiden Meeresteile ist so wesentlich und durchgreifend, daß fast allein durch den ungünstigen Ostseeboden die Unmöglichkeit, die Schleppnetzfischerei mit Dampfbetrieb in der Ostsee einzuführen, bedingt wird“ (G. SCHOTT). Die lockere Steinbestreuung des Ostseebodens ist auch unseren Seeoffizieren sehr wohl bekannt; denn hinter solchen Steinen bleiben die während der Fahrt ausgeworfenen Thomson-Lote leicht hängen und gehen dann verloren. In den erwähnten Steingründen aber findet man ganze Steinpackungen, wo die Findlinge Kante auf Kante aufeinanderliegen und bis in die Nähe der Meeresoberfläche heraufragen. Diese Gründe sind nun zwar ein Eldorado für den Botaniker, der dort die zierlichsten und schönsten Rotalgen sammeln kann; auch haben sie einen Spezialzweig der Ostseefischerei zu zeitweilig großartiger Entwicklung gebracht, die sogenannte Steinfischerei: von kleinen Jachten und Ewern aus werden die Steine aus der Tiefe gefischt oder mit Greifmaschinen heraufgeholt und in den Seestädten zu Bauten verwendet. Im übrigen aber sind die Steingründe mit Recht gefürchtete Hindernisse der großen Schiffahrt. Am bekanntesten sind in dieser Hinsicht der Adlergrund und die Oderbank, dann in der Beltsee der für die Evolutionen unserer Kriegsmarine sehr unbequem gelegene Stollergrund. Die meisten übrigen hat JOH. REINKE[511]) bis in den Alsenbelt hinauf auf seiner „Vegetationskarte der westlichen Ostsee deutschen Antheils“ im Einzelnen verzeichnet.

Besonders genau untersucht ist der 8 km lange und 4 km breite Adlergrund, der auf dem südwestlichen Ausläufer der sich an Bornholm anlehnenden Rönnebank liegt. Hier wurden, wie Freiherr VON LÖWENSTERN 1876 berichtete[512]), Tiefen von nur 4,7 und 4,8 m beobachtet. Erste Steinfischversuche zeigten, daß die obere Schicht der Untiefe aus großen, losen Steinen bis 1,75 cbm Volumen besteht, die sehr nahe beieinanderliegen und mit glattem Seetang bedeckt sind. Darunter liegt eine Schicht kleinerer Steine, und diese lagert ihrerseits auf noch kleinerem Geröll. Im Sommer 1879 wurden zur Wegräumung dieser auf der Route Danzig-Kiel liegenden, für die Schiffahrt sehr gefährlichen Untiefe umfangreiche Arbeiten ausgeführt[513]). Die durch Tauchen bewirkten Untersuchungen ergaben, daß die ganze Untiefe, welche Adlergrund genannt wird, aus einem festen Tonstock besteht, „der außer den Steinriffen mit Schichten von grobem und feinem Kies, wie auch mit Ablagerungen von feinem braunen und weißen Sand nur ganz oberflächlich bedeckt ist, und dies zeigte sich auch schon daran, daß auf allen Ankerstellen, wo auch durch das Loth Kies oder Sand angezeigt war, die Ankerpflüge doch stets Thonboden über Wasser mitbrachten“. Die Wegräumung wurde mit Steinzangen und durch Taucher bewirkt. Die gewonnenen Steine wurden z. T. auf tiefem Wasser wieder versenkt (!), z. T. an Land verkauft. Im ganzen wurden 5187,2 cbm Steine (mit dem mit Wasser erfüllten Zwischenraum in den Riffen gemessen: 6900 cbm) abgeräumt, um überall 6 m Tiefe zu erzielen. Häufig hatten einzelne Steine 3—4 cbm Inhalt; ein Stein von 6 cbm und 276 Zentner Gewicht mußte im Schiffsraum vor dem Versenken dreimal gesprengt werden. Nach der Entfernung der oberen Steinlagen stellte sich heraus, daß der Riffkern aus einem festen Stock stark kalkhaltigen Diluvialmergels bestand, in welchem die unteren Steinschichten eingebettet gefunden wurden. Um die Steine aus diesem Geschiebemergel zu lockern, mußte mit Tonit gesprengt werden. Ein trotz dieser Wegräumungsarbeiten 29 Seemeilen von Stubbenkammer auf Rügen in Richtung Bornholm eintretender Unfall S. M. S. „Kaiser Friedrich III.“ hat dann um die Jahrhundertwende eine Neuvermessung des Adlergrundes veranlaßt, über welche DEIMLING[514]) berichtet hat. Tiefe und Form des Adlergrundes hatten sich seit der Messung des Jahres 1879 z. T. geändert. Die Stelle, auf welcher der Unfall des genannten Kriegsschiffes stattfand, war bis dahin nicht vorhanden oder nicht ermittelt. Ersteres ist das wahrscheinlichere, da auch sonst Veränderungen des Bodens festgestellt wurden; diese Veränderungen müssen bei der relativ geringen Größe der einzelnen Steine (meist unter 1 cbm) auf Treibeis, das schon bis zu einer Dicke von rund 6 m beim Adlergrund beobachtet wurde, oder durch die dort herrschenden Grundströmungen (?) oder durch beides hervorgerufen sein. Der kritische, von NW nach SO sich erstreckende,

nur 50 m breite und 250 m lange Rücken mit 9,5 m durchschnittlicher Tiefe trägt ungefähr in der Mitte in einer Breite von 6—10 m und einer Länge von 50 m die Unfallstelle, über der nur 8,2—8,5 m Wasser steht.

In ihrem geologischen Aufbau recht genau bekannt ist aber vor allem die benachbarte Oderbank, nördlich von Swinemünde. Es standen nämlich W. DEECKE, der darüber ausführlich berichtet hat[515], die Resultate und Proben von 38 im Jahre 1903 durch die Königliche Hafenbau-Inspektion in Swinemünde auf dem südlichen Teile der Bank ausgeführten Bohrungen zu Gebote. Diese waren durch die stellenweise nur 6 m betragende, geringe Tiefe veranlaßt, welche es angezeigt erscheinen ließ, dort einen Leuchtturm zu errichten. Die Arbeiten wurden vom Schiffe aus vorgenommen, wenn der Zustand der See so ruhig war, daß dasselbe verankert und seitlich ein Bohrgerüst ausgebaut werden konnte. Eine der Bohrungen reichte bis 30 m unter den Meeresspiegel. Als Ganzes ergab sich folgendes Profil der Oderbank:

| | |
|---|---|
| 0—6 m: | Wasser. |
| 6—13 m: | Heller, feiner Seesand. |
| 13—14 m: | Feiner Seesand mit Cardium edule. |
| 14—20 m: | Wechselnde Sande mit lokalen Einlagerungen tonigen oder feinsandigen, kalkigen Materials mit Holz, Torf, Diatomeen und Süßwassermuscheln. |
| 20—30 m: | Gröbere bis steinig-kiesige Sande. |

Nehmen wir hinzu, daß zu beiden Seiten der Südspitze der Bank durch die Bohrungen in 20—25 m Tiefe eine Zone von Kies und Geröll angetroffen wurde, deren Ablagerung nur in wenigen Metern Wassertiefe erfolgt sein kann, also auf eine Senkung hinweist, so verstehen wir die Deutung, welche DEECKE diesem Vorkommnis gegeben hat: Als das Eis die Gebiete der Oderbucht verlassen hatte, hob sich aus dem damals wesentlich höher gelegenen Lande eine vielleicht durch glaziale Aufpressung oder durch Aufschüttung mächtiger Sandmassen (Kames) entstandene Hügelgruppe heraus. Die eigenartige, nach Norden verbreiterte und dort gerundet abgestutzte Form, verbunden mit einem gegen Süden gerichteten, sich rasch verschmälernden, langen Ansatze kehrt in der Gegend öfters wieder und ist wohl teils durch die Verhältnisse der Eiszeit bedingt, teils nachträglich entstanden oder wenigstens schärfer ausgeprägt. Dieses Hügelland düfte ca. 20 m über See gelegen haben, tauchte aber infolge der Litorina-Senkung, welche für die westliche Ostsee sicher, für die östliche als recht wahrscheinlich anzunehmen ist, soweit unter, daß nur eine Insel überblieb, nach Gestalt und Zusammensetzung vergleichbar etwa der benachbarten, kleinen Insel Ruden. Hier haben wir im Norden auch einen verbreiterten Kern von Diluvialmassen; an diesen setzt sich eine lange, N-S gerichtete Düne an, welche dem Südzipfel der Oderbank entspricht. Die Düne besteht aus feinen Sanden,

welche der Wind aus der Brandungszone ausbläst und zusammenhäuft. Zu beiden Seiten am Strande und ziemlich weit hinaus im Bereiche der Brandung liegt gröberer Sand, erst mit einzelnen nußgroßen Geröllen, dann typischer Strandkies. Beiden mischt sich angeschwemmtes Holz in mehr oder minder verfaultem Zustande bei, genau so wie in den Kies- und Geröllbäudern in 20—25 m Tiefe zu beiden Seiten der Südspitze der Oderbank. Lokale Moor- und Torfbildung, sowie Wiesenkalkbildung in Senken vervollständigen das Bild der Insel Ruden, das sich am Boden der Ostsee in der Oderbank wiederholt, da hier in dem mittleren Sandstreifen Einlagerungen von Torf, von Wiesenkalk-ähnlichen, Süßwasser-Diatomeen und -Muscheln (Pisidium) führenden Absätzen gefunden wurden, die jenen terrestrischen Bildungen von Ruden durchaus analog sind. Nach diesen Befunden hält DEECKE die Oderbank für eine nach postglazialer Senkung abradierte Insel oder Inselgruppe mit südlich ansitzender, gleichfalls versunkener Düne. Die Senkung der Oderbank dürfte, wie erwähnt, mit der sonst für die südwestbaltischen Küsten festgestellten Litorina-Senkung synchron sein; doch ist es zunächst auffallend, daß in den Bohrungen jegliche Typen einer Litorina-Fauna, insbesondere auch die großen, dickschaligen Varietäten von Cardium edule, sowie Scrobicularia piperata, fehlen; was sich hat nachweisen lassen, war immer nur das kleine, dünnschalige Brackwasser-Cardium, Tellina baltica und einzelne Hydrobien. Wenn daher diese Fauna der Litorina-Zeit angehört, so müßte sie einem brackischen Gewässer entstammen, und als solches käme die damals durch die Oderbank abgesperrte Oderbucht in Frage, in welcher das Süßwasser der Oder, bis die Schwelle der heutigen Oderbank unter dem Spiegel der See verschwand, zu einem Haff aufgestaut war — in ähnlicher Weise, wie es jetzt, einen halben Breitengrad südlicher, durch Usedom und Wollin bewirkt wird. Wie heute dieses Haff süßeres Wasser und demgemäß eine andere Muschelfauna besitzt als die Oderbucht, so damals. Zugleich erklärt sich die reichliche Beimischung des Holzes in den tieferen Sanden; es sind die vergangenen, hin- und hergerollten Treibholzmassen, die der Fluß in seinem Mündungsgebiete, im damaligen Haffe oder in Strandseen ablagerte. Die Oderbank ist nach alledem etwa zur Ancylus-Zeit ein für die Ostseeküste sehr wichtiges Element gewesen. Sie begrenzte mit ihren Dünen ein durch ihren Südzipfel zweiteiliges Haff, an dessen Westende der Ausfluß des Oderwassers in die tiefere See erfolgte, womit wir uns gleich noch näher befassen werden. Zur Litorina-Zeit sank sie allmählich unter den Spiegel der See, wurde eingeebnet und lieferte dabei einen großen Teil der heute an den Küsten Usedoms und Wollins liegenden Dünensande.

Für keine Bank der Ostsee liegen die Verhältnisse der Erforschung so günstig, wie bei der Oderbank; und doch sind wir auch in anderen

Fällen nicht ganz ohne Anhaltspunkte bezüglich der Entstehungsbedingungen.

Zahlreiche Steinpackungen der Ostsee sind ja z. T. wohl ebenfalls nichts anderes als Reste von weggespülten Inseln. Denn an jedem hohen und in Rückgang befindlichen Ufer dieses Meeres — so mit erschreckender Deutlichkeit am West- und Nordufer des Samlandes — kann man beobachten, wie aus den Geschiebemergeln der feine Sand und Lehm durch die Brandung und Küstenversetzung weggeschwemmt wird, während die Steine zurückbleiben. Schon C. ACKERMANN hat z. B. in der Beltsee Stollergrund, Walkyriengrund, Sagasbank, Steenrön, Alsenstein, Holstbank und Schönheydebank als solche zerstörte Inseln angesprochen. Gleichwohl ist es auch bei diesen unsere Aufgabe, festzustellen, welchem besonderen Typus der glazialen Aufschüttungen diese Bildungen angehören; und dabei ist es an sich nur von untergeordneter Bedeutung, ob dieselben früher einmal über den Wasserspiegel herausragten oder nicht. Diese Aufgabe zu lösen, hat E. BÜCHTING in umsichtiger Weise und mit Berücksichtigung der reichen, die baltischen Küstenländer betreffenden Glazialliteratur unternommen. Sie unterscheidet Åsar und Endmoränen, auch Stauseeablagerungen, glaubt Zungenbecken mit Drumlins und Urstromtäler erkennen zu können, und wir wollen kurz diese einzelnen submarinen Glazialformen des Ostseebodens unter Anführung der hauptsächlichsten Beispiele nacheinander besprechen.

Schon in Band I konnten wir von einer Anzahl aus Sand und Kies bestehender Åsrücken Mitteilung machen, welche im Finnischen Meerbusen unweit von Reval z. T. als Inseln, z. T. als submarine Untiefen auftreten. Solche Bildungen sind in diesem Meerbusen überhaupt verbreiteter; sie haben meist NS- oder NW-SO-Richtung und verleihen ihm ein charakteristisches, streifenförmiges Gepräge. Sie werden gebildet von langen, schmalen Gründen und Bänken, die in der Richtung ihrer eigenen Längserstreckung aneinandergereiht sind. Stellenweise bilden auch Inseln die Verbindungspunkte. Diese zeigen dann entweder selbst die gleiche Hauptrichtung, oder wenigstens die Sockel, auf denen sie sich erheben. Solche Reihen kann man z. T. über die ganze Breite des Finnischen Meerbusens hinüber bis in den Finnischen Schärenhof hinein verfolgen. An ihrer Oberfläche sind sie häufig in kleine Haufen aufgelöst. Bezüglich der Einzelheiten und der Maße muß die Arbeit von E. BÜCHTING eingesehen werden. Auch die Bottenwiek enthält zahlreiche derartige Bildungen, welche dort durchweg NW-SO-Streichen haben, wie die ähnlichen Bildungen auf dem benachbarten schwedischen und finnischen Festlande. Wie dort sind sie nicht nur parallel der ehemaligen Bewegungsrichtung des Eises angeordnet, sondern anscheinend auch an Aufragungen des Untergrundes gebunden, deren Anordnung wiederum von Dislokationen abhängt. Einzelne fragliche Åsar scheinen auch im

mittelschwedischen Schärengürtel und südlich von Landsort aufzutreten. In der südlichen Ostsee trägt der kürzlich genauer beschriebene Adlergrund wahrscheinlich eine Åsbildung. Denn ein hier vorhandener, NNO-SSW streichender Rücken verläuft parallel den Åsarn bei Helligdomen auf Bornholm.

Den Rigaer Meerbusen faßt E. BÜCHTING als glaziales Zungenbecken auf; dies zeige schon seine rundliche Abgrenzung gegen Süden, wenn auch jenes Becken ursprünglich viel weiter in dieser Richtung bis zu der kurländisch-littauischen Endmoräne gereicht hat. Entsprechend solcher Bildung hat der Rigaische Meerbusen einen sehr ebenen Boden, der nach den Rändern hin wenig ansteigt. Die kleinen, nur wenige Meter betragenden Aufragungen, die sich über ihn erheben, könnten Reste von Drumlins sein, wie sie in der Umgebung des Meerbusens zahlreich vorkommen.

Auch sonst zeigen einige Teile des Ostseebodens eine auffallende Ebenheit; so das Danziger Tief und die Gegend südlich der Insel Moen. In beiden Gebieten sollen Eisstauseen bestanden haben, deren Ablagerungen den Untergrund in einen glatten Seeboden umgewandelt hätten.

Einen nicht geringen Teil der Bänke und Steingründe der Ostsee aber darf man mit gutem Recht als Endmoränen oder Teile von Endmoränen auffassen. Diese Ansicht ist schon von C. ACKERMANN, W. DEECKE[516]) und O. KRÜMMEL geäußert worden. Wenn es sich auch im Einzelnen gewiß nicht immer sicher entscheiden läßt, um welche Art von Moränenbildungen es sich handelt, so lassen sich doch einige gut zusammenhängende Endmoränenzüge erkennen, indem man aus der Richtung und Ausdehnung einer Reihe von Bänken schließen kann, daß sie Stillstandslagen des Eisrückzuges darstellen. Über solche Endmoränenzüge am Boden der eigentlichen Ostsee findet sich eine ganze Reihe von Angaben hauptsächlich in der skandinavischen Literatur; vor allem haben sich G. DE GEER und H. MUNTHE mit ihnen beschäftigt. Es sind besonders fünf bedeutendere Endmoränenzüge, die durch ihre Erstreckung über die ganze Breite der Ostsee hervorstechen. Der südlichste, also beim Eisrückgang zuerst entstandene Endmoränenzug zieht dicht an der deutschen Küste entlang von der Prerow-Bank über Plantagenet-Grund, Adlergrund, Stolpe-Bank und eine sich daran anschließende Untiefe nach Osten. Der Plantagenet-Grund ist schon durch DEECKE als Endmoränenbildung bestimmt worden[517]) und findet über den Dornbusch auf Hiddensö seine Verbindung mit den gleichen Ablagerungen im nördlichen Teile von Rügen, auf Wittow. Die Verbindung zwischen dem Adlergrund und Rügen erscheint durch die dort häufigen Steinpackungen nicht unwahrscheinlich; ebenso ist die Möglichkeit einer weiteren östlichen Fortsetzung über die Rönnebank und südlich von Bornholm durch die dortigen Steingründe gegeben. Das unregelmäßige Relief im nordöstlichen Teil der

Stolpe-Bank könnte zwar auch durch Drumlins hervorgerufen sein; indessen müßte dann die Eisstillstandslage nur etwas weiter südlich angenommen werden, da sich Drumlin-Bildungen immer dicht an Endmoränen anschließen.

Der nächste, nördlich folgende Endmoränenzug bildet eine Fortsetzung der südschwedischen Endmoräne, die den Kalmarsund an seiner flachsten Stelle überquert und sich dann auf Öland nach Süden wendet. Von dort geht der Zug nach dem südlichsten Ende von Gotland; und zwar kann man hier vier nebeneinander verlaufende Züge unterscheiden, von denen der südlichste im Bogen über Ölands Södragrund und Nordmittelbank zur Hoborgbank geht, der nördlichste aber mehr in gerader Linie von Südöland nach Nordosten zum südlichen Gotland zieht. Dieses wird in südwestnordöstlicher Richtung durchzogen. Einen weiteren Anhaltspunkt findet man in der Mittelgotland vorgelagerten Bank mit ihrem östlichen Ausläufer. Von diesem ist der Abstand zu den die Halbinsel Sworbe verlängernden und sich ziemlich weit in die See hinein erstreckenden Bänken nicht mehr groß. Während der Verlauf dieses Endmoränenzuges in Schweden und auf den schwedischen Inseln durch H. MUNTHE festgestellt worden ist, ist seine Fortsetzung auf Ösel und auf dem anschließenden Festlande durch die Untersuchungen von HAUSEN gegeben.

Die dritte Endmoräne stellt eine Fortsetzung des Öland mehr in der Mitte querenden Zuges dar. Sie verläuft im Bogen nach dem nördlichen Teile von Gotland und durchzieht ihn, sowie Farö in nordöstlicher Richtung. Er geht dann in vorwiegend westöstlicher Erstreckung zur Mitte der Insel Ösel. Die Fortsetzung von Farö nach Ösel war durch DE GEER angedeutet; sie ist zwar zunächst an Untiefen nicht zu erkennen, dann aber könnte man sie in den weit vorspringenden Bänken, die sich bei Kap Saritscheff an Ösel anschließen. suchen. MUNTHE dagegen läßt diese Endmoräne von Gotland aus nach Norden über Gotska Sandö weiter gehen.

Die vierte Endmoräne, von HAUSEN angegeben, beginnt nördlich von Öland, geht dann im Bogen nördlich an Gotland vorbei nach Gotska Sandö und von dort nach der Halbinsel Dagerort auf Dagö. Zwischen diesen beiden letztgenannten Punkten treten eine ganze Anzahl von Untiefen als Verbindungsstücke in Erscheinung.

Der fünfte Endmoränenzug endlich verläuft ganz im Norden und ist nach den Angaben DE GEERS eine Fortsetzung der mittelschwedischen Endmoräne. Er verläßt das schwedische Festland südlich von Stockholm uud wird in seinem weiteren Verlauf durch die Bänke und Schwellen bezeichnet, welche den Abschluß der eigentlichen Ostsee gegen die Ålands-See bilden. Bei Hangö geht er in die große finnische Endmoräne, den Salpausselka, über.

Außer diesen fünf durchgehenden Zügen kann man noch verschiedene kürzere Endmoränenstrecken unterscheiden, die sich meist als Fortsetzungen von auf dem Lande bekannten Bildungen ausweisen. Zwei solche Ansätze kommen an der kurländischen Küste vor, unter etwa 57° 10′ N. und nördlich von Libau. Sie sind durch Untiefen gekennzeichnet. Ein anderes Beispiel ist die Oderbank; diese reicht mit ihren Ausläufern im Westen bis fast nach Rügen, von welchem sie nur der alte Oderlauf trennt; im Osten ist die von DEECKE festgestellte Verbindung mit den Pommerschen Endmoränen noch deutlicher in einigen bis Kolberg reichenden Untiefen zu erkennen. Vielleicht bilden weiterhin nach E. GEINITZ Palmnickener Bank und die Steinriffe von Brüsterort die submarinen Fortsetzungen der von P. G. KRAUSE beschriebenen Endmoräne des Samlandes.

Ihre heutige Gestalt als Bänke oder Steingründe haben die Endmoränen erst durch die gemeinsame Wirkung der Wellen und der säkularen Senkung erhalten. Jedenfalls kamen die südlicheren erst durch die Litorina-Senkung in das Bereich der Brandung, und manche haben wohl zweifellos zunächst das Stadium der Insel durchlaufen. Das zeigen auch die noch heutigentages stattfindenden Umwandlungen einiger Inseln, wie Sprogö, Walfisch und Greifswalder Oie.

„Wie eine Bestätigung der Endmoräne wirken die an einigen Stellen südlich von ihnen parallel verlaufenden Eintiefungen, in denen man Urstromtäler sehen könnte. Besonders deutlich ist diese Erscheinung bei der Stolpebank. Hier zieht sich eine Rinne 40—50 km von Ost nach West und läßt sich als eine Fortsetzung des alten Lebalaufes ansehen. . . . . . Eine ähnliche Bildung hat sich früher südlich des Plantagenetgrundes befunden. Hier hatte der jetzige Strelasund eine Fortsetzung, die heute aber durch die von den Bänken fortgeführten Sandmassen zugeschüttet worden ist“ (E. BÜCHTING).

Schließlich wollen wir hier die Beschreibung des alten Oderlaufes anschließen, über welchen Einiges schon in Band I gesagt wurde. Man kann denselben von der heutigen Odermündung an auf fast 90 km Länge verfolgen bis in die Breite der Rügener Einbuchtung der Prorer Wiek. Hier ist, worauf DEECKE, der sich eingehend mit dieser Bildung beschäftigt hat, zeigte, die alte trompetenförmige Mündung noch gut zu erkennen. Das Tal schließt sich an die heutige mittelste Mündung, die Swine, an. Es ist zunächst schmal und kaum gegen die Umgebung eingesenkt nach Osten gerichtet, um sich dann in der Länge von Misdroy im Bogen zuerst nach Norden und dann nach Südwesten zu wenden. Hier findet eine Verbreiterung statt, an die sich abermals ein Bogen, diesmal nach Westen geöffnet, anschließt. Dabei tritt das Tal sehr hart an die Oderbank heran und der Fluß scheint ziemlich stark erodiert zu haben. Denn die Oderbank hat an dieser Stelle einen verhältnismäßig

steilen Abhang, den man wohl als Prallhang bezeichnen könnte. Die Oder floß von dort nach Nordwesten, um dann einen nach Osten geöffneten Mäander zu bilden. Sowohl vor dem Rügenschen Ufer zwischen Nordperd und Granitzerort, wie bei Saßnitz ist die Böschung verhältnismäßig steil, wenn sie auch die der südlichen Oderbank nicht erreicht. Das Tal ist in diesem Teile viel breiter, als im Süden, aber auch viel tiefer, besonders in der Mitte sind noch einige tiefere Rinnen von über 20 m vorhanden, die aber nicht mehr in fortlaufendem Zusammenhange stehen. Das Gefäll von der heutigen Mündung bis zu der früheren beträgt ungefähr 15 m, wobei für die erstere 5 bis 9 m durchschnittliche Tiefe angenommen worden ist. Der Beginn ist sehr wenig ausgeprägt, was wohl auf spätere Versandungen zurückzuführen ist. — Soweit die jüngste Beschreibung der alten Fortsetzung des Oderlaufes durch E. BÜCHTING. Daß diese jetzt submarine Flußrinne ein Relikt der Ancylus-Zeit ist, haben wir bereits früher auseinandergesetzt.

Endlich wäre aber noch darauf hinzuweisen, daß zweifellos auch tektonische Störungen, z. T. wohl schon höheren Alters, bei der Gestaltung der Bänke der Ostsee mitgewirkt haben, indem sie z. B. die jeweilige Höhenlage älterer Gesteinssockel bedingten. Das gilt insbesondere für diejenigen, welche in den südlichen und südwestlichen Teilen dieses Meeres liegen, denen die gleiche Tektonik zukommen dürfte, wie dem „Niederdeutschen Becken“ mit seinen „saxonischen Brüchen“ (H. STILLE).

So stellt die Rönnebank nicht nur in ihren Umrissen, sondern auch geotektonisch eine Fortsetzung von Bornholm dar. Sie wird von den im Süden der Insel einsinkenden, jüngeren Schichten gebildet, und ihre Begrenzung verdankt sie Brüchen, die denen, welche Bornholm begrenzen, parallel laufen oder dieselben fortsetzen. Besonders auffallend ist diese Übereinstimmung im Osten, wo der Anstieg sowohl bei der Insel, wie bei der Bank sehr steil ist. Dieser Bruch ist eine Verlängerung der Spalte, welche die kristallinen Gesteine des schwedischen Festlandes von dem Cambrium und Silur Ölands trennt. Der sich anschließende Adlergrund, wenn auch in der Hauptsache eiszeitlicher Entstehung, scheint doch auch eine tektonisch bedingte NW-Grenze zu haben, da diese als eine Verlängerung der Südküste von Jasmund aufgefaßt werden kann.

Die Oderbank ist, wie wir sahen, eine versunkene Sedimentscholle, die nicht nur der Halbinsel Jasmund auf Rügen ähnlich sieht, sondern auch ihre Begrenzungslinien fallen in die Richtung dort bekannter Bruchspalten. Insbesondere bildet ihr Südwestrand eine Fortsetzung der auf Rügen zwischen Arkona und Königsstuhl auftretenden Störung.

Auch der Plantagenet-Grund stellt eine Sedimentscholle dar und ist als Kreidehorst aufzufassen.

Schwieriger mit Bezug auf eine etwaige tektonische Anlage zu deuten ist endlich die Stolpe-Bank. Es sind besonders drei Richtungen, welche in der Erstreckung dieser Bank auffallen. Die SW-NO gerichteten, der pommerschen Küste parallelen Ränder könnten nach DEECKE als die äußersten nördlichen Kennzeichen der „erzgebirgischen Faltung" aufgefaßt werden. Die Fortsetzung der SO-NW gerichteten Einzelrücken würde gegen NW in die Bruchzone zwischen Schonen und Blekinge-Småland gerade hineinfallen, aber damit ist der lange östliche Zipfel mit seiner geraden Begrenzung, die auch der 40 m-Linie zukommt, noch nicht gedeutet. Die O-W-Richtung dieses Zipfels ist aber der Ostsee keineswegs fremd; denn wir finden sie auch in der Nordküste des Samlandes wieder, wo sie zweifellos als tektonische Bruchlinie angelegt ist, wenn diese auch, wegen der andauernden starken Zerstörung des Kliffs, jetzt weiter draußen in See gesucht werden muß. Die Südküste von Schonen und die Südgrenze der mächtigen, zwischen Öland und Südgotland sich einschiebenden Mittelbank folgt der gleichen Richtung. Der fast eine gerade Linie bildenden Nordgrenze des Samlandes und der Stolpe-Bank geht das Pommersche Ufer von Wittenberg bis Rixhöft parallel. Dem gleichen System aber gehört schließlich auch der Finnische Meerbusen in seiner Gesamtanlage, sowie der Glintrand Estlands, der Mälaren und Hjelmaren an, und diese Übereinstimmung beweist, daß dasselbe ein höheres Alter besitzt. Fügen wir aber hinzu, daß in der Hoborg-Bank ein silurischer Kern stecken und auch die Bänke nördlich von Dagö silurische Gesteine enthalten dürften, daß die Mittelbank von DEECKE ebenfalls analog den Nachbarinseln Gotland und Öland als eine silurische Tafel aufgefaßt wird, so wird verständlich, daß es schon diesem Autor nicht ausgeschlossen erschien, daß die Stolpe-Bank „nicht mehr zu Pommern, sondern eigentlich schon zum skandinavischen Schilde zu rechnen" sei. Wenn damit nun auch keineswegs gesagt zu sein braucht, daß silurische Gesteine den Kern der Stolpe-Bank bilden, und es vielmehr wahrscheinlich ist, daß es jüngere Glieder der ostbaltischen Sedimentserie sind, so ist die geotektonische Zugehörigkeit eines älteren Kerns der Stolpe-Bank zum Baltisch-Russischen Schild doch auch durch ihre Lage nordöstlich der Südwestgrenze desselben gegen das saxonische Bruchfaltenfeld des „Niederdeutschen Beckens" als naheliegend zu erachten. Vielleicht ist die Bank beiden geotektonischen Gliedern Europas zugehörig, und ihre mehrlappige Form durch die Interferenz der verschieden gerichteten Störungen bedingt, da nicht angenommen werden kann, daß die Scheidung des baltisch-russischen Schildes gegen seine südwestliche Nachbarschaft eine mathematische Linie, bezw. Fläche ist, sondern eine Übergangszone vorhanden sein dürfte.

Damit aber wollen wir diesen Abschnitt nunmehr abschließen, indem wir bezüglich weiterer Einzelheiten insbesondere auf die zitierten Arbeiten von W. DEECKE und die Zusammenstellung von E. BÜCHTING verweisen.

### Ältere Gesteine am Boden der Nord- und Ostsee

Schon im vorigen Abschnitte, der im Allgemeinen von den Formen des Bodens der heimischen Meere handelte, ließ es sich nicht vermeiden, hier und da auch auf die den Boden selbst zusammensetzenden älteren Gesteinsbildungen hinzuweisen, wenn es sich hierbei auch in den meisten Fällen nur um Vermutungen und Schlußfolgerungen handeln und nur wenige tatsächliche Befunde, wie z. B. von der Oderbank in der südlichen Ostsee, angeführt werden konnten. Diesen Befunden sollen an dieser Stelle noch einige weitere angeschlossen werden, welche für die Entwicklungsgeschichte der in Frage stehenden Meere von Bedeutung sind.

### Die Nordsee

Es ist in einem der ersten Abschnitte dieses Bandes darauf hingewiesen worden, daß die Schelfe bezüglich ihrer Zusammensetzung als die direkten submarinen Fortsetzungen des Festlandes zu gelten haben, und es wurden gleichzeitig mehrere Beispiele hierfür angeführt. Auch aus der Nordsee lassen sich Beweise für diese Auffassung erbringen. Etwa 80 km von der Küste von Lincolnshire entfernt liegt am Boden der Nordsee eine als „Coal pit“ bekannte Stelle, an welcher durch Lotungen mehrfach das Auftreten von Kohlestückchen festgestellt wurde. Englische Geologen haben schon wiederholt darauf hingewiesen, daß es sich hier um einen Ausstrich des Yorkshire-Kohlenbeckens handele, welches sich bis weit unter die Nordsee erstrecken müsse; DUNSTON[518]) vermutete in der Gegend dieses „Coal pit“ den Ostrand des genannten Beckens. Ähnliches mag auch von anderen Gesteinen gelten; doch wird auf solche Vorkommnisse natürlich weniger geachtet, wenn es sich nicht, wie in diesem Falle, um nutzbare Gesteine oder aber um durch Fossilreichtum an sich bezw. durch Leitfossilien gut charakterisierte Horizonte handelt. Hin und wieder gibt auch die Verbreitung von Glazialgeschieben Anhaltspunkte bezüglich des Vorkommens von bestimmten Gesteinen am Meeresboden; und es darf in diesem Zusammenhange vielleicht darauf hingewiesen werden, daß die dänischen Geologen die Geschiebe des oberen Jura, die man in Nordwestjütland findet, auf am Grunde des Skagerraks ausstreichende Schichten zurückführen, da sonst in diesen Gegenden weit und breit nichts von anstehendem Oberjura bekannt geworden ist.

Wohl würde es nun möglich sein, aus der Verbreitung und Art der verschiedenaltrigen Sedimente auf den die Nordsee umgebenden Festlandsflächen und Inseln Schlüsse auf die Entwicklungsgeschichte dieses Meeres in den verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte zu ziehen; zahlreiche Anhaltspunkte für eine solche Darstellung sind ja schon jetzt in der Literatur vorhanden und würden sich durch eine paläogeographische Auswertung der stratigraphischen Befunde des westeuropäischen Mesozoikums und Tertiärs unschwer noch vermehren lassen. Doch fällt eine solche erdgeschichtlich-paläogeographische Darstellung aus dem Rahmen der vorliegenden Erörterungen heraus, und wir wenden uns jüngeren Bildungen zu, von denen wir tatsächliche Belege vom Boden der Nordsee besitzen.

Von der weiten Verbreitung der submarin ausstreichenden Torflager an den Küsten der Nordsee ist bereits früher die Rede gewesen, als vom Meertorf und den Torfgeröllen unserer Küsten gesprochen wurde. In den meisten Fällen ist ihr Auftreten an das Vorhandensein wandernden Dünensandes geknüpft, welcher hier über Torf, dort über Marsch- und Schlickböden, sowie Wälder hinüberschritt, die dann hinter ihm am Meeresufer, ein oder einige Meter unter dem mittleren Meeresspiegel, wieder zum Vorschein kommen. Alle ostfriesischen Inseln, Wangeroog, Spiekeroog, Langeoog, Baltrum, Norderney, Juist und Borkum, bestehen in der Hauptsache aus Dünen, welche landwärts, also in der Richtung nach Süden, über Torf und tonigen Moorboden hinweggewandert sind. Dasselbe gilt größtenteils von der westlichen Fortsetzung dieser Inselreihe, den zu Holland gehörigen westfriesischen Inseln; doch haben Ameland, sowie Terschelling kleine diluviale Kerne, welche sich, wie schon ALFR. JENTZSCH gelegentlich ausgeführt hat, den diluvialen Kernen der Kurischen Nehrung bei Sarkau und Rossitten an die Seite stellen lassen. Ähnliches trifft für die nordfriesischen Inseln zu; die Insel Röm, sowie die nördlichen und südlichen Haken der Inseln Sylt und Amrum tragen Dünen, während die Kerne dieser beiden Inseln Diluvium, bei Sylt auch Miozän enthalten. Bei den nordfriesischen Inseln wanderten die Dünen nach Osten, um an der Westküste niedergepreßten Torf und Marschboden am Meeresgrund freizulegen. In einem einzigen Winter (1870/71) wurden auf Sylt 400 Fuder gestrandeten Torfes als Brennstoff in die Dörfer gefahren. Wuchs auf solchem Torfuntergrund ein Wald, so wurden auch dessen Wurzeln unter den Meeresspiegel herabgedrückt, und bis mannshohe Baumstubben umsäumen dann, fest im Meeresboden wurzelnd, den Strand. Solche unterseeischen Wälder sind an der Westküste Schleswig-Holsteins, hier bei Friedrichstadt angeblich bis zu 10 m Wassertiefe, und auch anderwärts bis nach der holländischen Küste hin gefunden worden[519]) und auch an den englischen Küsten weit verbreitet, wie eine besondere Darstellung von CL. REID, die wir schon früher

zitierten, zeigt[67]). Selbst Gräber und andere alte Kulturreste gelangten durch gleiche Ursachen in das Bereich des Meeres, so die Brunnengräber und Hausplätze, welche, nach der Angabe von JENTZSCH, vor mehr als hundert Jahren bei ungewöhnlich tiefer Ebbe nordwestlich der Insel Borkum zutage traten.

An und für sich ist das Vorkommen dieser „untermeerischen" Torfe, wie wir bereits früher angedeutet haben, noch kein sicherer Beweis für eine junge Senkung der Küste, selbst wenn der Ausstrich der Lager einige Meter unter Mittelwasser erfolgt, da es sich um verlandete Senken handeln kann, die von Anbeginn an bis unter den Meeresspiegel reichten und nachträglich in das Bereich der Küstenzerstörung hineinrückten. Dabei wird man auch nicht geringe Beträge einerseits für die Zusammenpressung der Torfe, wie auch für die Wasserauspressung etwa unterlagernder Schlicke usw. ansetzen dürfen. Und so ist in der Tat auch kein anderer sicherer Beweis für eine rezente Senkung der Nordseeküste zu erbringen, was schon F. WAHNSCHAFFE[520]) bei Besprechung der Meertorfe feststellen konnte und wie auch eine neuere Polemik über diese Frage ergeben haben dürfte[521]). Anders dagegen ist es mit einer älteren Senkung! Wenn z. B. PRESTEL[522]) in dem Marschgebiet bei Emden eine Wechsellagerung von Meeresschlick und Dargmoor (Schilftorf) bis zu einer Tiefe von 10—16 m und derart feststellen konnte, daß die jüngsten, durchschnittlich 4 m mächtigen Marschbildungen von Dargmoor unterteuft werden, so ergibt sich hieraus ebensogut eine tatsächliche Senkung, wie aus den Beobachtungen von E. GEINITZ beim Heiligen Damm, Conventer See und dem Hafen von Warnemünde oder denjenigen von JENTZSCH bei Pillau und Königsberg. Aber es handelt sich hier um die in einen bestimmten Abschnitt der Postglazialzeit fallende, schon mehrfach gestreifte Litorina-Senkung, also ein mehrere Tausend Jahre zurückliegendes Ereignis. Die gewaltigen Zerstörungen oder Veränderungen der Nordseeküste sind also in historischer Zeit ohne nachweisbare Senkung lediglich durch Ebbe und Flut, sowie starke Sturmfluten, allerdings im Verein mit der sehr wenig widerstandsfähigen Beschaffenheit der Bodenarten, hervorgerufen. Vom Ende des 13. bis in die erste Hälfte des 16. Jahrhunderts wurde der Dollart gebildet, in der Zeit von 1218—1282 entstand die Verbindung des Zuidersees mit dem offenen Meere, und im Jahre 1218 bildete sich der Jadebusen, der mit der Mündung der Weser in Verbindung trat, welche sich um das Jahr 1500 mit mehreren Armen in diesen Busen ergoß. Der Ufersaum der friesischen, die holländische und deutsche Nordseeküste umgebenden Inseln hat einstmals mit dem Festlande in Zusammenhang gestanden und die eine Insel war mit der anderen durch Nehrungen verbunden, auf denen sich mächtige Dünenzüge entwickelten. Dieser Uferwall ist dann aber durch die zerstörende Kraft der Nordseewellen an zahlreichen Stellen durchbrochen worden,

und das dahinter gelegene Marschland verwandelte sich in das sogenannte Wattenmeer, dessen Sedimente wir früher kennen gelernt haben. Oft drang das Meer weit in das ursprüngliche Land ein und schnitt tiefe Furchen ein, die den Namen „Balgen" (z. B. die „Blaue Balge" östlich Wangeroog) führen.

Postglaziale, aber prähistorische Senkung müssen wir dagegen auch für die Doggerbankfunde annehmen, denen wir uns nunmehr zuwenden wollen. Es handelt sich einerseits um die schon erwähnten Reste z. T. großer diluvialer Landwirbeltiere, anderseits aber um Torfe, und neuerdings ist außer Grundmoränenmaterial auch noch ein subfossiler, mariner Ton mit Molluskenresten bekannt geworden. Über die erstgenannten Funde hat u. A. Cl. Reid in einem besonderen Kapitel seines Büchleins über die „submarinen Wälder" der Küsten Englands berichtet.

Über Funde von Glazialgeschieben aus Feuerstein, senoner Schreibkreide und Mergel, Gangquarz, Quarzit, Grauwacke, Kalkstein, Glaukonitsandsteinknollen und kristallinen Gesteinen hat P. Tesch[523]) aus 21—30 m Tiefe und zwischen 1° und 2° O. und 54° und 55° N. gesprochen.

Wie das Vorkommen submariner Torfe rings um die Küsten der Nordsee verbreitet ist, so sind solche auch nicht auf die Doggerbank beschränkt. So berichtete H. Potonié nach Angaben von W. Wolff, daß anstehende Torfe an verschiedenen Stellen des Nordseebodens weit außerhalb der nördlichen deutschen und westlichen dänischen Küsten in Wassertiefen bis zu etwa 60 m vorkommen. Z. B. wurde derartiger Torf durch einen Altonaer Fischdampfer auf der Kleinen Fischerbank weit westlich von Jütland gedredscht. Im April 1912 machte ein Fahrzeug der Kgl. Biologischen Anstalt auf Helgoland etwa 55 km nordwestlich dieses Felseneilandes in 36 m Wassertiefe einen ähnlichen Fund. Stücke dieses von Bohrmuscheln bewohnten Flachmoortorfes wurden der Kgl. Geologischen Landesanstalt in Berlin eingeschickt und darin von H. Potonié Arundo phragmites-Rhizome und Hölzer festgestellt.

Die Torfablagerungen der Doggerbank selbst haben durch H. Whitehead und H. H. Goodchild[524]) eine eingehende Beschreibung erfahren, welcher ein Bericht von Clement Reid und Mrs. Reid über die darin enthaltenen Pflanzenreste beigegeben ist. Leider ist über das genaue Anstehende dieser den Fischern als „moorlog" bekannten, zähen und kompakten Torfsubstanz ebenso wenig Sicheres zu sagen, wie bei den meisten anderen neueren Doggerbankfunden, weil die ausgedehnte Schleppnetzfischerei das Material dieser von den Fischdampfern zahlreicher Nationen besuchten Fischgründe außerordentlich stark disloziert hat. Wenn Cl. Reid zwar meint, schon die Anbohrung eines Teiles der Stücke durch Pholas parva zeige, daß es sich um Anstehendes handeln müsse, so vermögen wir dem allerdings nicht beizupflichten, da uns auch von Pholaden angebohrte Gerölle bekannt sind. Immerhin ergeben die

zahlreichen Funde dieser Ablagerung doch soviel, daß ein Lager von Torf in einer Tiefe von mehr als 18 m lockere, sandige Schichten und vielleicht Geschiebemergel überdeckt, welche weitere 18 m weit nach unten reichen. Wahrscheinlich sind mehrere solche Torflager vorhanden. Die meisten Torfproben werden zwar gewöhnlich auf den Abhängen der Bank in Tiefen von 40—42 m gefunden, aber im südwestlichen Teile der Bank finden sie sich sowohl auf ihrem Gipfel, wie auf dem Abfall. Ein feiner grauer Sand, abweichend von den rezenten Sanden der Nordsee, welche viel gröber sind, scheint die Unterlage des Torfes zu bilden; REID möchte denselben für ein Ästuarsediment halten.

Was nun den Torf von der Doggerbank selbst betrifft, so zeigten die CL. REID vorliegenden Proben nur sehr geringe Unterschiede untereinander, wie sie auch sonst unter Proben aus ein und demselben Moore vorkommen. Der Torf ist blättrig, wird beim Trocknen sehr hart und enthält nur wenige erkennbare Pflanzenreste. Die sehr geringe Beimengung anorganischer Verunreinigungen deutet auf die Mitte eines ausgedehnten Moorgebietes, dessen Flora lediglich Sumpfpflanzen beherbergte. Das Meer war wahrscheinlich ziemlich entfernt, da an Brackwasser oder gelegentliche Überflutungen von Meerwasser angepaßte Pflanzen fast ganz fehlen; doch enthielt ein Stück Früchte von Ruppia. Das Klima muß ein nördliches gewesen sein. Weißbirke, Weide und Hasel waren die einzigsten Bäume; die Erle fehlt. Die Liste der gefundenen Pflanzen ist folgende:

| | |
|---|---|
| Ranunculus lingua | Betula alba |
| Castalia alba | „ nana |
| Cochlearia sp. | Corylus Avellana |
| Lychnis Flos-cuculi | Salix repens |
| Arenaria trinervia | „ aurita |
| Spiraea Ulmaria | Sparganium simplex |
| Rubus fruticosus | Alisma Plantago |
| Epilobium sp. | Potamogeton natans |
| Galium sp. | Ruppia rostellata |
| Valeriana officinalis | Scirpus sp. |
| Menyanthes trifoliata | Carex sp. |
| Lycopus europaeus | Phragmites communis. |
| Atriplex patula | |

Von neun, durch G. C. CHAMPION bestimmten Käferarten gehören zwei zu Bewohnern von sandigen Böden, sodaß es wahrscheinlich ist, daß gegen die Küste zu ein Gürtel von Dünen lag.

REID zieht Vergleiche dieser Bildungen mit den versunkenen Wäldern verschiedener Fundorte an den Küsten Großbritanniens, Hollands usw., die er z. T. in direkte Verbindung miteinander bringt, und weist darauf hin, wie wichtig eine durchgreifende, von wissenschaftlichen

Gesichtspunkten ausgehende Untersuchung der Doggerbank sein müßte, da die bisherigen Gelegenheitsfunde durch Fischdampfer doch nur bedingten Wert besäßen.

Gleiches gilt aber auch für die schon mehrfach erwähnten Funde der Knochen von diluvialen Wirbeltieren. Seit über 50 Jahren ist den Geologen bekannt, daß die Nordsee an verschiedenen Punkten die Knochen von Landwirbeltieren liefert, und zwar größtenteils von ausgestorbenen Formen. Die ersten Funde verdankte man Austernfischern; die späteren wurden bei der Schleppnetzfischerei ans Tageslicht gebracht. Die beste Sammlung dieser Dinge besitzt das Britische Museum in London, wo sie durch WILLIAM DAVIES untersucht wurden. Die Knochen stammen von zwei Lokalitäten. Die eine liegt unweit der Küste von Norfolk vor Happisburgh und lieferte vor allem Zähne von Elephas meridionalis; diese Fossilien werden aus den (pliozänen oder) eingeschwemmte Pliozänfossilien enthaltenden, diluvialen Cromer Forest-beds, welche hier der Zerstörung durch die Brandungswelle unterliegen, freigelegt; sie sollen uns in diesem Zusammenhange nicht weiter interessieren. Wichtiger für uns sind die Funde auf der Doggerbank selbst, über deren eigentliches Lager nichts Sicheres bekannt ist und schwerlich noch bekannt werden wird, weil, wie erwähnt, die Schleppnetzfischerei den Boden doch schon sehr stark in Mitleidenschaft gezogen hat. Und so werden heute solche früher häufiger gefundenen Säugetierknochen nur noch selten angetroffen, etwa wenn Sandbänke sich verschieben, wie es unter dem Einfluß der Gezeiten geschieht. Die Knochen, welche auf der Doggerbank, gemischt mit den Resten rezenter Tiere und nicht selten bewachsen mit rezenten Austern, Balanen oder Serpeln, den Fischern in die Netze geraten, gehören folgenden Formen an: Ursus (Bär), Canis lupus (Wolf), Hyaena spelaea, Cervus megaceros (Irischer Riesenhirsch), Cervus elaphus (Edelhirsch), Cervus Browni, Rangifer tarandus (Rentier), Bos primigenius (Auerochse), Bison priscus (Bison), Equus caballus (Wildpferd), Rhinoceros tichorhinus (wollhaariges Nashorn), Elephas primigenius (Mammut), Castor fiber (Biber) und Trichechus rosmarus (Walroß).

Diesen Diluvialfunden der Doggerbank schließen sich nun noch neuere eines marinen Tones an, welchen J. W. STATHER[525]) eingehender beschrieben hat. Es handelt sich um meist dunkelgefärbte Tone, die einerseits gelegentlich den gedredschten Stücken von „moorlog" anhängen, anderseits aber auch, besonders auf einer größeren Fläche am Nordrand der Doggerbank, den „Clay-banks" der Fischer, in die Netze kommen. Die von dem genannten Autor genauer untersuchte Probe des Tones stammte aus 55° 24′ N., 3° 10′ O. aus einer Tiefe von ca. 36 m, zusammen mit „moorlog". Der im feuchten Zustande schwarze Ton wird nach dem Trocknen heller und ist den Sedimenten nicht unähnlich, welche in den äußeren Teilen der Humber-Mündung gefunden werden.

Er enthält teilweise zahlreiche marine Schalreste. Die größeren Bivalven, von denen manche zweiklappig erhalten sind, zeigen Spuren von Zermalmung; in einigen Fällen ist Cuticula und Färbung noch unzerstört. Häufig sind Foraminiferen; daneben bestimmte Cl. Reid noch folgende Formen:

| | |
|---|---|
| Flustra sp. | Littorina rudis Maton. |
| Anomia ephippium L. | Onoba (Rissoa) striata J. Adams |
| Cardium edule L. | Zippora (Rissoa) membranacea J. Adams |
| Montacuta sp. | Paludestrina stagnalis Baster (Hydrobia ulvae). |
| Mytilus oder Modiola sp. | |
| Littorina obtusata L. | |

Dieser Schalenton weicht durchaus von den normalen sandigen Sedimenten der jetzigen Nordsee ab und ist, wie der wohl darüberliegende Torf, eine Ablagerung vergangener Zeiten; sein subfossiler Inhalt deutet auf Flachwasser, steht also in Gegensatz zu der jetzigen Fundtiefe von ca. 36 m. Da der Torf ein Erzeugnis des Landes ist, muß der Schalenton einmal gehoben, dann aber zusammen mit dem inzwischen darüber gebildeten Torf um einen stärkeren Betrag wieder gesenkt worden sein.

So geben uns die Funde der Doggerbank, wenn es auch einstweilen nur Stichproben sind, doch schon mannigfache Einblicke in die Geschichte der Nordsee, in das wechselvolle Geschehen, das hier in den jüngstvergangenen Zeiten der Erdgeschichte stattgefunden hat. Vielleicht wird die Doggerbank auch einmal menschliche Artefakte liefern, wie wir sie ja aus den umgebenden Ländern schon in großer Zahl, aber erst vereinzelt vom Boden der Nordsee selbst kennen; so erwähne ich nach Philippsen, daß bei Langeness über einem Tuul-Lager in einer marinen Schlickschicht neben vielen Knochen eines Potwales eine Lanzenspitze aus Feuerstein gefunden wurde, mit welcher jenes Tier in der Steinzeit jedenfalls erlegt oder doch verwundet worden ist.

### Die Ostsee

Auch vom Boden der Ostsee sind eine Reihe von Gesteinsbildungen aus vergangenen Zeiten bekannt geworden. Daß sich die Sockel der baltischen Tafelinseln unter die Ostsee fortsetzen, braucht hierbei ebenso wenig weiter ausgeführt zu werden, wie etwa das Auftreten devonischer Gesteine am Boden des Rigaischen Meerbusens, deren Anlösung durch das Ostseewasser C. Grewingk beschrieben hat. Von größerem Interesse ist es, daß im Ålandsbecken zwischen Åland auf der einen, Gräsö, Singö und Väddö auf der anderen Seite gewisse Horizonte des Silurs anstehen, von denen auf dem Festlande nur in Geschieben etwas bekannt ist: der sogenannte „Ostseekalk“, mit dem sich C. Wiman in mehreren Arbeiten, die auch E. Büchting zitierte, befaßt hat. Blöcke dieses Horizontes wurden z. B. bei Åland und Torrön aufgefischt. Wahrscheinlich hängt

die Erhaltung dieser Silurscholle inmitten der viel älteren Gesteine der Umgebung mit tektonischer Versenkung zusammen, und es darf daran erinnert werden, daß wir schon früher die Ålandsee als tektonisch bedingten Kessel aufgefaßt haben.

Wahrscheinlich gilt Ähnliches wie vom Ostseekalk von manchen anderen Gesteinshorizonten des Paläozoikum (und Mesozoikum), die in Geschieben z. B. in Norddeutschland gefunden werden, ohne daß bisher ihr Anstehendes in Skandinavien, auf den Tafelinseln oder auf dem Festlande der russischen Ostseeprovinzen bekannt geworden wäre; und es ist nicht zu bezweifeln, daß hier weitere Untersuchungen, wie sie z. B. MUNTHE anregte, schöne Resultate versprechen.

Unnötig ist es, an dieser Stelle noch einmal ausführlicher der diluvialen Ablagerungen zu gedenken, welche in den Bänken und Steingründen vorliegen und schon in einem früheren Abschnitte im Zusammenhange mit den von ihnen gebildeten Formen eingehender behandelt wurden.

Einige Anhaltspunkte besitzen wir aber auch über die postglazialen Bildungen des Ostseebodens. Während die rezenten Sedimente der Ostsee im Allgemeinen arm an Kalk sind, haben die z. T. tief in den Ostseeboden hinuntergreifenden Lotungen der schwedischen Ostseeexpedition des Jahres 1877 kalkreichere Proben aus vergangener Zeit zutage gefördert. So sind um Bornholm und Oeland unter den modernen kalkarmen Schichten Mergel gefunden worden, welche MUNTHE, der Bearbeiter dieser Proben, für „ishafsmergel" erklärt hat, also wohl für eine Ablagerung des Yoldia-Meeres der Postglazialzeit[526]). In die Ancylus-Zeit versetzte derselbe Autor ein sandiges Sediment, welches in 56 m Tiefe auf „Klint"-Station 91 nahe der Südspitze von Gotland gelotet war; es enthielt neben 2,11 % $MgCO_3$ 14,43 % $CaCO_3$ und führte überwiegend Diatomeen, welche entweder reine Süßwasserformen sind oder aber sowohl im Süß-, wie im Brackwasser auftreten. Zwei Bodenproben endlich entstammen der Litorina-Zeit; die eine, auf „Alfhild"-Station 51 zwischen Rügen und Schonen aus 45 m Tiefe zutage gebrachte, ist ein sandhaltiger Ton mit 0,68 % $CaCO_3$ und 1,72 % $MgCO_3$; sie zeichnet sich besonders noch durch den Fund von Cyprina islandica aus, welche in der jetzigen Ostsee ja nicht mehr auftritt. Die zweite Probe der Litorina-Zeit, ebenfalls ein sandhaltiger Ton, mit 0,43 % $CaCO_3$ und 0,65 % $MgCO_3$, wurde aus 66 m Tiefe auf „Klint"-Station 89 zwischen Oeland und Gotland gelotet.

Setzen wir hinzu, daß, wie W. WOLFF angibt, in einer einzigen, schalenreichen Grundprobe bei der Insel Laesö im Kattegat sowohl charakteristische Vertreter einer borealen Epoche, wie auch der Litorina-Zeit und der Neuzeit gefunden und daß im Kieler Hafen neben Torf aus einer alten Süßwasserperiode der Föhrde Austernschalen aus der Litorina-Zeit bekannt geworden sind, so zeigen diese Stichproben, welche reichen

Funde auch am Boden der Ostsee noch gemacht werden könnten, wenn in dieser Hinsicht systematische Untersuchungen vorgenommen würden.

Wie die Küsten der Nordsee, so sind auch die der südlichen Ostsee reich an untermeerischen Torflagern. An der hinterpommerschen Küste bis zur Spitze von Rixhöft in Westpreußen schreiten die Dünen über meilenlange Torfmoore hinweg, pressen sie zusammen und lassen sie als Meertorf an der Küste wieder hervortreten. Wälder, die auf solchem Torfuntergrund wuchsen, treten als „unterseeische Wälder" an dieser Küstenstrecke z. B. bei Leba zutage; ein anderes bekanntes, schon früher erwähntes Vorkommnis liegt bis in 2 m Wassertiefe am Waldhause östlich des samländischen Seebades Cranz, also auf der Wurzel der Kurischen Nehrung; ähnliche treten auf dieser selbst, zwischen Sarkau und Nidden, gelegentlich unter den Strandablagerungen zutage. Andere finden sich auf der Frischen Nehrung, in Pommern, an der Ostküste Holsteins (Probstei) und auf den Dänischen Inseln. An der Südküste Bornholms wurden nach G. FORCHHAMMER[527]) große Fichtenstämme in der Ostsee bis zu einer Tiefe von ca. 10 m beobachtet. Die schon von EDVARD ERDMANN[528]) beschriebenen, vom Boden des Kattegat zwischen Skagen und Gotenburg aus 35—47 m Tiefe zutage geförderten, abgerollten und von Pholas crispata angebohrten Stücke eines fest gepreßten Torfes aus einer verhältnismäßig späten Periode der Postglazialzeit lassen sich nach G. ANDERSSON[529]) mit größter Wahrscheinlichkeit auf Torflager zurückführen, welche an der Nordwestküste von Skagen anstehen, von wo Stücke durch die Brandung losgebrochen, gerollt und abgerundet und dann durch Strömungen um Skagen herum in das tiefere Wasser des Kattegat transportiert wurden.

Daß diese „unterseeischen Torflager und Wälder" nur eine sehr bedingte Beweiskraft für eine junge Senkung der Küsten haben, ist früher auseinandergesetzt worden. Daß solche Senkung aber in vergangener Zeit, eben der Litorina-Zeit, tatsächlich stattgefunden hat, zeigen auch die Funde versenkter Prähistorika, welche DEECKE[530]) für den südlichen Teil der westlichen Ostsee zusammengestellt hat. Mag man auch über seine Deutung der Vineta-Sage[531]) denken, wie man will, die Annahme einer Senkung ist nicht zu umgehen, wo Steinwerkzeuge und andere menschliche Artefakte auf dem Meeresboden gefunden oder vom Meere ausgeworfen werden. Zu den Pfahlbauten bei Wieck unweit Greifswald an der Ryckmündung und den Spuren zwischen Zingst und Prerow gesellt sich der reiche Küstenfund von Langendamm am Saaler Bodden, wo Schulkinder im Laufe der Jahre aus dem Ufersande eine Unmasse feiner Feuersteinmesser und -Pfeilspitzen zusammenlasen. Am Außenstrande des Gellerhakens spült die Ostsee allerhand Artefakte an, darunter war ein mehrfach angeschnittenes Hirschgeweih von durchaus fossilem Charakter, da es z. T. in Vivianit umgewandelt war. Der über

30000 Stück umfassende Fund von paläomesolithischen Werkzeugen auf dem „Spitzen Ort“ zwischen dem Großen und Kleinen Jasmunder Bodden bei Lietzow auf Rügen wurde fast in dem Boddenwasser gemacht. Schlagwerkstätten befinden sich am Außenstrande bei Glowe ebenfalls 1—1½ m unter Wasser, und endlich sind von der Prerow-Bank aus 6 m Wassertiefe durch Schleppnetze wohlgearbeitete Steinwerkzeuge, angeblich auch Bronze hochgebracht worden.

### Einiges über Flora und Fauna von Nord- und Ostsee und ihre Beziehungen zum Meeresboden, unter besonderer Berücksichtigung des Übergangsgebietes dieser beiden Meere

Ehe wir zu einer geschlossenen Darstellung der Sedimente unserer Meere übergehen, seien noch einige kurze Bemerkungen über die Flora und Fauna derselben vorausgeschickt, da von diesen die Eigenart der Sedimentation wesentlich mit bedingt wird und der Übergang von der normal gesalzenen Nordsee zu der mehr oder minder ausgesüßten Ostsee mit der allmählichen Verschiebung im Bilde von Flora und Fauna ein für den Geologen eminent wichtiges, aktuelles Beispiel für manche ähnliche Erscheinungen der Vorzeit darstellt, die er aus den Faziesverschiedenheiten seiner fossilen Sedimente abliest.

Zahlreiche Untersuchungen über Flora und Fauna von Nord- und Ostsee sind von der „Kommission zur wissenschaftlichen Untersuchung der Deutschen Meere“ veranlaßt worden, wobei für die Nordsee z. B. auf die Arbeit von FR. HEINCKE[425]) über „Die Mollusken Helgolands“, für die Ostsee auf eine schon zitierte Algenarbeit von JOH. REINKE und eine Darstellung von K. MÖBIUS[532]) über die wirbellosen Tiere der Ostsee, sowie auf verschiedene Publikationen über die Lebewelt der Kieler Bucht hingewiesen sei.

Über die geologische Tätigkeit gewisser Organismen im Sand- und Schlickboden der Nordseewatten haben wir bereits in einem früheren Abschnitte (S. 104) einige Mitteilungen bringen können.

Schon 1871 hat K. MÖBIUS[533]) die Gesamtheit der marinen Pflanzen und Tiere von Nord- und Ostsee nur für Zweige der Flora und Fauna des Atlantischen Ozeanes erklärt. Und in der Kieler Bucht ist in der Tat noch eine ziemlich reiche Nordseeflora und -fauna festzustellen. Aber je weiter man sich von der Nordsee entfernt, desto mehr erlischt nach und nach die marine Tierwelt, sodaß im Rigaischen, Finnischen und Bottnischen Meerbusen, wo das Wasser schließlich trinkbar wird, eine Süßwasserfauna mit Limnäen usw. vorhanden ist. Ursache für das allmähliche Erlöschen der marinen Fauna ist nicht nur Abnahme, sondern auch vielfaches Schwanken des Salzgehaltes, an welches nur wenige Organismen gewöhnt sind, und schließlich der mehr und mehr zunehmende Unterschied zwischen der Sommer- und Wintertemperatur des Seewassers,

der den Aufenthalt in der Ostsee nur eurythermen Organismen zuträglich macht. Wenn sich nun auch der Übergang von der Nordsee- zur Ostseefauna in seinen ersten Anfängen schon innerhalb der Nordsee, vor dem Eingange in das Skagerrak, geltend macht und die Veränderung im Allgemeinen eine allmähliche ist, so stellen sich doch dort, wo die physikalischen Verhältnisse des Wassers sich in höherem Maße ändern, wie z. B. an der Grenze zwischen Kattegat und Skagerrak oder an den Grenzen zwischen Kattegat und westlicher Ostsee, sowie endlich da, wo westliche und östliche Ostsee sich scheiden, naturgemäß bedeutendere Sprünge ein[534]).

Gegenüber der Mannigfaltigkeit der Lebewelt der Nordsee ist die Gesamtzahl der Arten in der eigentlichen Ostsee bekanntlich gering. Darüber hinaus aber sind die Formen der Ostsee gegenüber ihren Artgenossen in der Nordsee durchweg klein und verkümmert. Mytilus edulis, die Miesmuschel, ist nach MÖBIUS z. B. bei Kiel noch 8—9 cm lang, bei Gotland wird sie nicht über 4 cm groß. Cardium edule, in der Nordsee mehrere Zentimeter Durchmesser erreichend, wird schon an der Küste des Samlandes selten über 1 cm groß gefunden. Bei Mytilus edulis und Macoma (Tellina) baltica sind im östlichen Ostseebecken die Kalkschichten der Schale außerordentlich dünn, sodaß man die zerbrechlichen Muscheln leicht zwischen zwei Fingern zerdrücken kann. Beachtenswert ist dabei, daß diese an und für sich schon sehr dünnen Schalen nach dem Tode der Tiere im Sediment selbst nunmehr eine um so leichtere Auflösung erfahren; findet man doch in dem tonigen Ostseeschlamm der Schären des östlichen Schwedens nur noch die Cuticularhaut dieser beiden Muscheln, wenn auch aufs beste erhalten. Wenn ein solcher Meeresboden trocken gelegt würde, so würden die Muschelhäute wie zarte Posidonomyen auf dem Tongestein abgedrückt erscheinen (K. MÖBIUS).

Übrigens enthält die Ostseefauna, wie verschiedene Crustaceen zeigen, auch noch Relikte aus der Yoldia-Zeit des Postglazials[535]).

Natürlich ist in dieser Darstellung nicht der Ort, in weitere Einzelheiten bezüglich der Lebewelt der einzelnen Meeresteile einzutreten. Doch kann ich mir nicht versagen, auf die besonderen biologischen Verhältnisse der den Übergang von der Nordsee zur eigentlichen Ostsee vermittelnden Gewässer des Skagerraks und Kattegats nebst Sund und Belten hinzuweisen. Diese Gewässer mit ihren z. T. im Vorigen gekennzeichneten, wechselnden Tiefenverhältnissen und den mit den Jahreszeiten und der Wetterlage vielfach schwankenden physikalischen und chemischen Bedingungen ihrer Füllung stellen ja den Ozeanographen und Biologen mannigfachste Aufgaben. Und so sind hier besonders von dänischen Autoren eingehende Forschungen angestellt worden. Hauptzweck derselben war, Anhaltspunkte für die Ernährungs- und Lebensweise der nutzbaren Tiere dieser Meeresgebiete zu gewinnen, haupt-

sächlich der Fische, aber auch der Austern und Miesmuscheln usw. Dabei stellte sich schon sehr frühzeitig heraus, daß in diesen engen und relativ flachen Meeresgebieten selbst für das Leben der doch vorwiegend nektonisch lebenden Fische der Beschaffenheit des Meeresbodens und der auf und in demselben lebenden, benthonischen Pflanzen- und Tierwelt ausschlaggebende Bedeutung zukommt. Um so mehr sind wir aber berechtigt, den Ergebnissen dieser dänischen Forscher hier eine kurze Darstellung zu widmen und damit zur besonderen Besprechung der rezenten Bodenbedeckung unserer beiden Meere selbst überzuleiten.

Eine eingehende Untersuchung hat zunächst die Bodenbeschaffenheit des nördlichen Kattegats in ihren Beziehungen zur Lebewelt der betreffenden Gewässer gefunden[536]). Der Boden des Flachwassers nahe der Küste wird hier in der Regel von Sandflächen eingenommen, die arm an Vegetation sind und daher auch nur wenig Nährstoffe zu liefern vermögen. Von niederen Tieren, die für diese Region charakteristisch sind, mögen Arenicola, Mysis, Crangon vulgaris und Carcinus maenas genannt sein.

Zwischen 2 und 13—14 m (1—7 Faden) Tiefe bilden die meist im Sandboden wurzelnden, bis zu 2 m Länge erreichenden Bänder der Zostera dichte Bestände, die von zahlreichen herbivoren niederen Tieren, dabei unzähligen Individuen kleiner haferkorngroßer Schnecken, Rissoa octona, belebt werden. Nur im Flachwasser der Föhrden und in stillen Buchten geht Zostera bis dicht ans Ufer heran. Hier stellt sich dann gleichzeitig ein außerordentlicher Reichtum an Diatomeen und blaugrünen und braunen Algen ein, deren zersetzte Reste Veranlassung zur Bildung eines stinkenden, schwarzen Schlickes geben, auf den wir später noch einmal zurückkommen werden.

Unterhalb der Zostera-Region, von 13 (14) bis 33 oder gar 37 m (7 bis 18 oder 20 Faden) findet sich ein einen ziemlich harten und festen Untergrund gebendes, sandig-toniges Mischsediment. Hier leben, befestigt auf Steinen und Schalen, Braun- und Rotalgen. Aus der Fauna seien erwähnt: Echinus und Amphidetus, Asterias rubens und glacialis, der Schlangenstern Ophiopholis aculeata, ferner Cardium und Cyprina, Buccinum, Neptunea und Aporrhais, „Hermit-Krabben“, Chaetopoden, Bryozoen, Tubicolen und Actinien.

In den Tiefen unterhalb 33 (37) m bis 110 m (18 (20) bis 60 Faden) ist der Boden durchweg ein weicher, toniger Schlamm ohne Vegetation; daher fehlen jegliche herbivore Tiere, und auch sonst ist die Tierwelt hierselbst verhältnismäßig arm, da die Tiefe und Dunkelheit, sowie die stark wechselnde Temperatur nur wenigen Formen zusagen, gewisse Tierformen aber, die nach den sonstigen Bedingungen wohl hier auftreten könnten, sich in dem Schlamm nicht bewegen können. Hier findet sich überall reichlich Brissopsis lyrifera. Im übrigen ist die Fauna dieser Tonflächen verschieden nach der Tiefe; die in den geringeren

Tiefen zwischen 33 und 55 m (18 und 30 Faden) sich über größere Gebiete ausdehnenden Schlammebenen („clay plains“) führen neben Brissopsis lyrifera: Isocardia cor, Pennatula phosphorea, Amphiura filiformis, Asterias rubens (und Nephrops norvegicus), die zwischen 55 und 110 m (30 und 60 Faden) liegenden schlammerfüllten Kanäle („clay channels“), die nur von beschränkterer Ausdehnung sind, enthalten Ophioglypha Sarsii, Leda pernula, Nucula sulcata und die mit sehr zerbrechlichen Panzern ausgestatteten Crustaceen Pandalus borealis und Hippolyte securifrons. Hier kommt Brissopsis lyrifera oft so häufig vor, daß die damit angefüllten Dredschen beim Aufholen zerbersten, wo das nicht geschieht, aber ihr übriger Inhalt durch jene Seeigel mehr oder weniger verdrückt und beschädigt ist.

Weniger gut erforscht als das Kattegat wurden bis jetzt die z. T. tieferen Gewässer des Skagerraks, doch enthält das in Fig. 134 umstehend wiedergegebene, von C. G. Joh. Petersen[537]) unlängst veröffentlichte Kärtchen der Sedimente der dänischen Meere und der westlichen Ostsee auch die Gebiete jener Gewässer, und seitdem sind alle diese Untersuchungen unter Leitung des Genannten in intensivster Weise durch alle dänischen Gewässer hindurch weitergeführt worden. Dabei bediente man sich mit bestem Erfolg eines von Petersen in verschiedenen Arten und Größen angegebenen „Bodensammlers“, welcher die Möglichkeit gibt, bis zu 1 qm Bodenfläche aus dem Meeresgrunde heraufzufördern und den lithologischen und biologischen Inhalt quantitativ zu untersuchen[538]), ein außerordentlicher Fortschritt gegenüber den mit der Dredsche gewonnenen Proben, welche immer von einer längeren Strecke des vielleicht wechselnde Zusammensetzung zeigenden Meeresbodens stammen und daher eindeutige, zu quantitativen Untersuchungen geeignete Resultate nicht zu geben vermögen. Gerade diese quantitative Untersuchung verspricht aber in Zukunft noch die wertvollsten Resultate, deren einige schon aus der neuestens von C. G. Joh. Petersen, dem augenblicklichen Leiter der dänischen biologischen Station in Kopenhagen, gegebenen Zusammenstellung[539]) hervorgehen. Wir entnehmen dieser für alle dänischen Gewässer geltenden Arbeit noch zunächst über deren Sedimente Folgendes:

Auf die steinigen, kiesigen und sandigen Sedimente der Küstengewässer, welche nur in ruhigen und geschützten Buchten schon in 3—4 m Tiefe feinkörnige Schlicke enthalten können, folgen in den tiefsten Teilen des östlichen Kattegats und im Skagerrak blaugraugefärbte Tone, deren obere Lagen eine schlüpfrige Konsistenz, etwa wie Haferschleim, besitzen. Alle möglichen Übergänge führen von diesem Sediment über sandigen Ton zu den reinen Sanden des südlichen Kattegats und des nördlichen Teiles des Sundes. Im Skagerrak, in welchem die Tiefen ja 600 m übersteigen, setzen jene Tone ausgedehntere Flächen

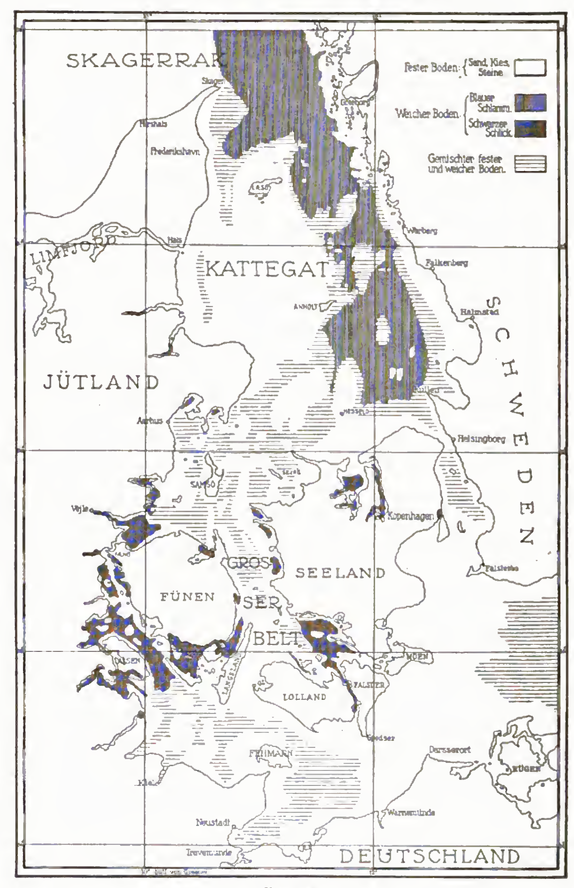



Fig. 134.
Bodenverhältnisse des Skagerraks, Kattegats und der westlichen Ostsee nach C. G. JOH. PETERSEN in Report from the Danish Biological Station XXI, 1913 (Kopenhagen 1914), Karte Nr. 2.

zusammen. Allen genannten Sedimenten sind hier und da Steine beigemengt, was bei der Herrschaft der diluvialen Eiszeitablagerungen in diesen Gebieten ja nicht zu verwundern ist. Diese Steine erfahren, wie früher gezeigt worden ist, heute noch durch Grundeis usw. Veränderungen ihrer Lage; auch wird ihre Menge wohl noch hier und da und hin und wieder durch Eistransport von den diluvialen Steilküsten her vermehrt. Nur in den dickeren Schlammlagen der größten Tiefen werden diese Steine in der Regel völlig vom Sediment verdeckt.

Gehen wir nunmehr zu den biologischen Ergebnissen der dänischen Forscher über.

Als Urnahrung alles tierischen Lebens ist hier, wie sonst, die Pflanzenwelt zu betrachten, die einerseits planktonisch, anderseits als Benthos lebt. Während das Plankton in den engen Gewässern Dänemarks keine größere Rolle als Urnahrung zu spielen scheint, gilt dieses um so mehr für die benthonische Vegetation. Von dieser sind es aber nicht die lose dem Boden aufliegenden oder auf Steinen und Schalen festgewachsenen, niederen, bis 40 oder 50 m Tiefe hinabsteigenden, braunen und roten Algen, sondern das zu den Potamogetonaceen gehörige, in ausgedehnten „submarinen Wiesen“ auftretende Seegras (Zostera marina), welches einen ungeheuren Vorrat an Nährstoff repräsentiert und ständig ergänzt. In welchem Maße dieses geschieht, läßt sich, wie Petersen[540]) zeigte, durch Untersuchung der Rhizome feststellen, da sich die im Winter erzeugten Rhizomglieder von den im Sommer gebildeten durch geringere Länge unterscheiden. Nimmt man die von Zostera bewachsene Fläche der inneren dänischen Gewässer zu 6500—7000 qkm („2000 square nautical miles“) und rechnet bei 16% Trockensubstanz der Pflanze auf ein Quadratmeter eine jährliche Produktion von 1200 g Trockensubstanz, so würde die gesamte jährliche Produktion an Trockensubstanz über 8000 Millionen kg betragen, d. i. über 4 mal soviel, wie die jährliche Heuerzeugung Dänemarks beträgt. Wie die später noch zu zitierenden Untersuchungen K. Rördams gezeigt haben, enthält Zostera in frischem Zustande erhebliche Mengen von Nährstoffen, und wenn sie auch nur über $^1/_7$ der Gesamtfläche der genannten dänischen Gewässer verbreitet ist, so muß sie doch als Hauptnährstoffquelle vor allem für die Bodenfauna betrachtet werden, der gegenüber das Plankton, wie P. Boysen Jensen[541]) gezeigt hat, um so mehr in den Hintergrund tritt, je enger und abgeschlossener die Gewässer sind. Das zeigt der Mageninhalt der daraufhin untersuchten Tiere, welche viel mehr abgestorbene Zostera-Fragmente als Planktonreste enthalten, und zwar auch dort, wo jene Reste weither transportiert worden sein müssen, wie es die erwähnte Beschränkung dieser Pflanze auf nur einen Teil der fraglichen Gewässer erfordert. Schon früher aber hatte die Vorstellung Schwierigkeiten gemacht, daß die Bodentiere, welche ja viel-

fach offenkundige Schlammfresser sind, den oft schwarzen, nach $H_2S$ stinkenden Schlick aufnehmen sollten. In der Tat war dieses auch ein Irrtum; nur die obersten, wenige Millimeter dicken, weichen, abweichend zusammengesetzten Lagen des Bodens, bezw. die über demselben noch in Suspension befindlichen Materialien dienen den Bodentieren, einschließlich vieler dort sich aufhaltender Fische, als Nahrung. Diese oberste Bodenschicht, welche häufig wohl ganz allmählich in das an Detritus reiche Bodenwasser übergeht, wird beim Aufholen der Bodenproben in der Regel ausgewaschen und läßt sich nur unter Innehaltung besonderer Vorsichtsmaßregeln gewinnen. Ihre Farbe ist braun oder grau, und sie enthält neben feinen, anorganischen Partikeln deutliche, in Zersetzung begriffene Pflanzenreste, welche als Nahrung der Schlammfresser dienen. Wenn daneben zahlreiche Mollusken und Crustaceen z. B. auch den dünnen Algenbelag, der in geringen Wassertiefen alle gut belichteten Gegenstände, wie Steine, Muscheln usw. überzieht, abweiden, und andere Formen wiederum echte Fleischfresser sind, so ist doch die Mehrzahl aller Bodentiere in dem Sinne herbivor, daß sie sich von den in den obersten Bodenschichten und im Bodenwasser enthaltenen, auf Zersetzung von Zostera-Fragmenten zurückzuführenden organischen Fetzen nähren. Dieses Ergebnis gilt zunächst natürlich nur für die in Frage stehenden dänischen und andere Gewässer mit ähnlichen biologischen Verhältnissen. Daß es nicht ohne weiteres verallgemeinert werden darf und z. B. nicht für die Tiefsee zutrifft, haben C. G. JOHANN PETERSEN und P. BOYSEN JENSEN[512]) gezeigt, indem sie in von der „Ingolf"-Expedition stammenden Bodenproben des Norwegischen Nordmeeres nur verschwindende Mengen von Kohlenstoff (im Blauschlick 1,64, im „Übergangston" 0,36—0,72 und in Globigerinenschlammen nur 0,32—0,48%) nachweisen konnten.

Was nun die Bodenfauna selbst betrifft, so haben die jahrelangen Untersuchungen gezeigt, daß in den Gewässern vom Skagerrak bis zur Ostsee 8 jedesmal durch eine besondere Vergesellschaftung ausgezeichnete Lebensgemeinschaften unterschieden werden können. Dieses Ergebnis ist in der Weise erhalten, daß die auf einem Netz von Beobachtungsstationen mit dem Bodensammler gewonnenen Bodenproben, jede für sich, untersucht wurden, wobei nicht nur die Anzahl und der Alterszustand der Individuen der einzelnen Tierarten, sondern auch das Gewicht derselben festgestellt wurde. Als Durchschnitt einer großen Zahl von Proben ergaben sich nun Idealbilder von der Zusammensetzung der einzelnen Lebensgemeinschaften. Diese Bilder, von denen Fig. 135 eine Probe gibt, enthalten alle Tiere, die auf und in dem Boden unter der angegebenen Fläche leben und demgemäß überhaupt in Beziehung zum Boden stehen. Jedenfalls darf man sie nicht mit Naturbildern vergleichen, wie sie etwa — falls das möglich wäre — eine photographische

Aufnahme ergeben würde. Immerhin bieten sie nicht nur dem Biologen wertvollste Hinweise, sondern auch der Geologe und Paläogeograph, bezw. Paläobiologe ist in der Lage, sie zum Vergleich mit seinen fossilen Lebensgemeinschaften heranzuziehen und unter Berücksichtigung der Tatsache, daß von jeder Lebensgemeinschaft nur ein Teil fossil erhaltungsfähig ist, aus den vorhandenen Faziesfossilien die ganze vorhanden gewesene Fauna besser zu rekonstruieren, als das bisher möglich war. Daher

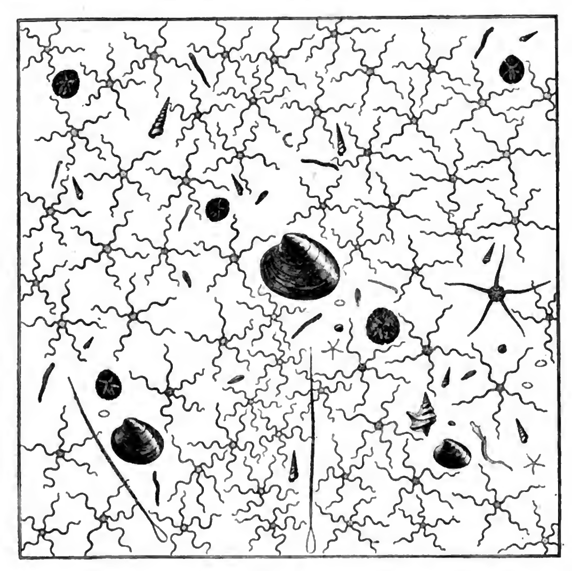


Fig. 135.
¼ qm Fläche der Echinocardium-Filiformis-Gemeinschaft vom Boden des Kattegats aus 20—22 m Tiefe. Nach C. G. Joh. Petersen, The sea-bottom and its production of fish-food. Report of the Danisch Biological Station to the Board of Agriculture. Copenhagen 1918. Plate IV. (Die Probe enthielt von Lamellibranchiern 4 Abra nitida, 1 Corbula gibba, 3 Cyprina islandica, 1 Axinus flexuosus, 1 Nucula tenuis; von Gastropoden 1 Aporrhais pes pelicani, 10 Turritella terebra, 1 Chaetoderma nitidulum; von verschiedenen Würmern 1 Glycera sp., 6 Nephthys sp., 5 Brada sp., 3 Terebellides stroemi, Fragmente von Nemertinen; von Ophiuriden 60 Amphiura filiformis, 2 Ophioglypha albida juv., 1 Ophioglypha texturata; von Spatangiden 5 Echinocardium cordatum; von Crustaceen 2 Gammariden; von Pennatuliden 2 Virgularia mirabilis.)

auch die verhältnismäßige Ausführlichkeit, mit der wir nunmehr in die Behandlung der einzelnen Lebensgemeinschaften selbst eintreten wollen.

Die in dem behandelten Gebiete einschließlich der westlichen Ostsee verbreitetste Lebensgemeinschaft ist

1. Die Macoma- oder, besser genannt, baltische Lebensgemeinschaft:

Sie findet sich an allen Küsten der Beltsee und rundherum in der Ostsee, an gewissen Stellen der Küste des Kattegats in allen Buchten von Jütland (auch an den der Nordsee zugehörigen Küsten von Esbjerg und in gewissen Teilen der Bucht von Ringkjöbing).

Charaktermuschel dieser Gemeinschaft ist die rötlich-gelbe bis weißliche Macoma (Tellina) baltica; daneben sind typisch Cardium edule, Mya arenaria, Arenicola marina, sowie Hydrobia ulvae und ventrosa. Dazu tritt in den salzreicheren Teilen der in Frage stehenden Gewässer — also nicht in der Ostsee — Asterias rubens.

Diese Lebensgemeinschaft findet sich auf Sand- und Schlickboden ebenso, wie auf steinigem Untergrund oder zwischen Pflanzenbeständen. Im Kattegat geht sie nur wenige Meter in die Tiefe. Anders in der Ostsee, wo sie bis in 40, ja 50 m Tiefe gefunden wird. Sie verträgt Schwankungen des Salzgehaltes zwischen 1 und 3‰. Und ebenso wie durch Salzgehalt und Bodenbeschaffenheit wird sie auch durch Temperaturschwankungen nicht irgendwie ungünstig beeinflußt.

2. Die Abra-Gemeinschaft:

Sie findet sich verbreitet in der Beltsee und in den Föhrden, so auch im Limfjord. Charakterform ist Abra (Syndosmya) alba, und zwar bildet dieselbe nahe der Küste und in den Föhrden eine reine Abragemeinschaft (2a), während in den tieferen Teilen der Beltsee vor allem Echinocardium cordatum hinzutritt, dazu noch Macoma calcarea und 3 Arten der Gattung Astarte (2b).

3. Die Venus-Gemeinschaft:

Sie findet sich, ebenso wie in der Nordsee, an den offenen sandigen Küsten des Kattegats. Charakteristisch sind Venus gallina, Tellina fabula, Ophioglypha albida und andere Arten dieser Gattung. Nur in tieferem Wasser tritt Echinocardium cordatum hinzu.

4. Die Echinocardium-Filiformis-Gemeinschaft:

Sie gehört den mittleren Tiefen des Kattegats an und lebt auf dem früher geschilderten, sandig-tonigen oder tonig-sandigen Mischsediment. Charaktertiere sind der Seeigel Echinocardium cordatum und der Schlangenstern Amphiura filiformis.

5. Die Brissopsis-Chiajei-Gemeinschaft:

Sie lebt auf reinem, weichen Ton der tiefsten Teile des Kattegats und wird gekennzeichnet durch Amphiura chiajei und Brissopsis lyrifera.

6. Die Brissopsis-Sarsii-Gemeinschaft:

Sie gehört den Gebieten reinen, weichen Tones tieferer Teile des Skagerraks an und setzt sich aus Ophioglypha Sarsii und Brissopsis lyrifera, denen sich wohl Amphiura elegans zugesellt, zusammen.

7. Die Amphilepis-Pecten-Gemeinschaft:

Sie lebt auf den reinen, weichen Tonen der tiefsten Teile des Skagerraks. Charaktertiere sind Amphilepis norvegica und Pecten vitreus.

8. Die Haploops-Gemeinschaft:

Ausgezeichnet durch den Krebs Haploops tubicola, Pecten septemradiatus (mit vorzüglichem Schwimmvermögen!) und Lima loscombii, findet sie sich nur lokal im südöstlichen Kattegat auf weichem Untergrund.

Schließlich könnte vielleicht noch unterschieden werden

9. Die tiefliegende Venus-Gemeinschaft:

Sie findet sich sporadisch auf Sandboden im Kattegat, in weiterer Verbreitung sodann in der Nordsee. Charakteristisch sind Spatangus purpureus, Echinocardium flavescens, Psammobia faeroeensis, Abra prismatica, Mactra elliptica.

Zwischen diesen 8, bezw. 9 Lebensgemeinschaften sind zweifellos Übergänge vorhanden, nehmen aber doch nur geringe Flächen ein. Auch haben Probefahrten in die Gewässer des südlichen Norwegens, des Christianiafjordes und der Nordsee gezeigt, daß diesen Lebensgemeinschaften größere geographische Verbreitung zukommt, einigen mehr, anderen weniger[548]). Doch wird es noch weiterer, ebenso eingehender Lokaluntersuchungen bedürfen, ehe sich für andere Flachseegebiete Ähnliches sagen läßt.

Als nichtständige, sondern nur accessorische Bestandteile der Bodenfauna treten nun auf den einzelnen Lebensgemeinschaften hier und da Tiergesellschaften auf, welche PETERSEN als „Epifaunen“ noch besonders unterscheiden möchte. Ihre Zusammensetzung ist nicht absolut, aber doch in gewissem Grade von der Natur der Lebensgemeinschaft, welche ihnen als Substrat dient, abhängig.

Die hauptsächlichsten Epifaunen der dänischen Gewässer sind folgende:

a) In tieferem und salzigerem Wasser findet man rund um die dänischen Küsten eine Epifauna, die sich zusammensetzt aus Modiola modiolus, Ophiopholis aculeata, Trophonia plumosa und Balanus sp., vermischt mit der Fauna des Untergrundes. Diese „Modiola-Epifauna“ lebt im südlichen Kattegat fast ausschließlich auf der Echinocardium-Filiformis-Gemeinschaft, in einiger Ausdehnung auch auf der Venus-Gemeinschaft, und sie dehnt sich im Sunde, im Samsö-Belt und im Großen Belt auch über die Abra-Gemeinschaft mit Echinocardium (also 2b) aus, wird aber niemals in Verknüpfung mit der Macoma-Gemeinschaft

gefunden. Vorbedingung ist starke Strömung am Meeresboden, welche Steine und Schalen, die als Unterlage dienen, von Detritus frei hält und auch ständig neue Nahrung zuführt.

b) Wo die Wellen nicht zu stark sind und Schalen oder Steine (oder auch Pfähle) als feste Unterlage zur Verfügung stehen, lebt auf der Macoma- und untergeordnet auch auf der Venus-Gemeinschaft die aus Mytilus edulis, Balanus und Littorina bestehende „Mytilus-Epifauna" (Fig. 136).

c) Eine weitere Epifauna beherbergen über der Macoma- und Venus-Gemeinschaft die früher besprochenen Zostera-Bestände. Hier treten

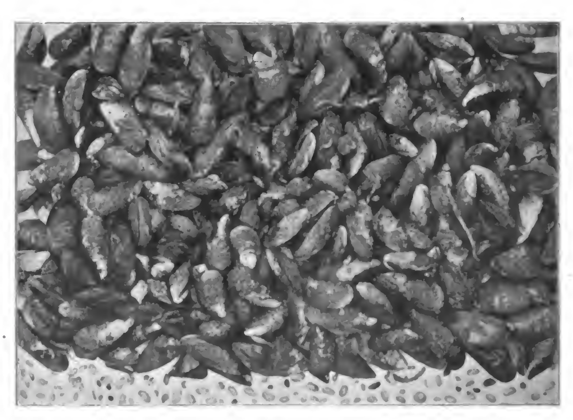


Fig. 136.

**$^1/_{10}$ qm Fläche einer „Epifauna" von Mytilus edulis auf der Macoma baltica-Gemeinschaft aus dem Nyborg Fjord, Großer Belt. 2 m Tiefe. Nach C. G. Joh. Petersen, The sea-bottom and its production of fish-food. Report of the Danish Biological Station to the Board of Agriculture. Copenhagen 1918. Plate X. (Die Probe enthielt auf $^1/_4$ qm von Lamellibranchiern 8 Macoma baltica, 205 Mya sp., 20 Cardium edule, 895 Mytilus edulis, 95 Mytilus edulis juv.; von Gastropoden 35 Littorina littorea; von Polychaeten 20 Nereis sp.; von Amphipoden 55 Gammariden.)**

die nur einjährigen, winzigen Schnecken Rissoa membranacea und inconspicua auf, neben Idothea, Gammariden und Asterias rubens. Hier wird, wegen der kurzen Lebensdauer der Zostera, auch die Miesmuschel (Mytilus) nur klein und stirbt mit der Zostera ab.

d) Auch die Austernfauna, über welche in einem späteren Abschnitt noch Einiges mitzuteilen sein wird, muß diesen Epifaunen an die Seite gestellt werden.

Was nun die Bedingungen anbetrifft, welche eine solche feste Abgrenzung der einzelnen Lebensgemeinschaften zur Folge haben, daß eine kartographische Darstellung ermöglicht wird, so ist, wie bereits betont wurde, die Bodenbeschaffenheit allein nicht maßgebend; sondern von Bedeutung sind auch Wassertemperatur, Salzgehalt und der jahreszeitliche Wechsel beider. Wo durch Änderung des einen oder anderen Faktors der eine oder andere Bestandteil einer Gemeinschaft ausgeschaltet wird, kann das in den einzelnen Gemeinschaften herausgebildete Gleichgewicht in dem Kampf um Lebensraum, Nahrung und Dasein so stark gestört und verschoben werden, daß die Verbreitungsgrenzen erhebliche Änderungen erfahren. Der Schlangenstern Amphiura filiformis läßt z. B. die Muschelbrut nicht hochkommen, und es sind daher nur wenige Muschelindividuen, welche die Gemeinschaft mit demselben teilen. Die räuberischen, carnivoren Echinodermen verhindern, wo sie in Massen auftreten, das Aufkommen der Macoma-Gemeinschaft, welche daher in den salzreichen Teilen der dänischen Meeresgebiete auf das flachere Wasser beschränkt ist; anders in der salzarmen und daher keine Echinodermen beherbergenden Ostsee, in welcher die Macoma-Gemeinschaft bis 40 und 50 m hinabsteigt. Diese komplizierten Verhältnisse sowohl des äußeren physikalischen, wie auch des inneren, biologischen Gleichgewichtes erklären zur Genüge, wenn für die Verbreitung der einzelnen Lebensgemeinschaften, wie auch Epifaunen nicht bestimmte Isobathen als Grenzen angegeben werden können.

Und damit wollen wir diese stark ins Biologische abgeirrte Darstellung abschließen und uns weiter den Sedimenten der Nord- und Ostsee zuwenden.

## Die rezenten Sedimente der Nord- und Ostsee

### Einleitendes

Über die im Wesentlichen auf glazialer Grundlage gebildeten Sedimente der Nord- und Ostsee besitzen wir eine ganze Reihe von Darstellungen, sowohl älterer, wie neuerer Autoren. Doch sind diese von sehr verschiedenartigen Gesichtspunkten aus vorgegangen, und es fehlt bis heute eine auf allseitig moderner Grundlage beruhende Untersuchung. Es kann daher im folgenden Abschnitte lediglich der Versuch gemacht werden, die Ergebnisse der verschiedenen Arbeiten kurz darzustellen und eventuelle Gesetzmäßigkeiten herauszuschälen.

Eine älteste Mitteilung von T. H. Behrens [511]) behandelte die Grundproben, welche S. M. Avisodampfer „Pommerania“ im Jahre 1871 in

der Ostsee erbeutet hatte, und enthält bereits eine Reihe beachtenswerter Ergebnisse, auf die wir zurückkommen. Unvollständig geblieben ist u. W. die Untersuchung von Grundproben aus Nord- und Ostsee, welche ORTH[545]) von verschiedenen Seiten erhalten hatte und über welche lediglich 2 Tabellen mit den Resultaten der Schlämm- und Siebversuche, sowie Kalkgehaltsbestimmungen dieses Autors vorliegen, aber keine biologische Analyse, sodaß eine weitergehende Verwertung dieser Proben einstweilen unterbleiben muß[546]). Eine eingehende Bearbeitung erfuhren die Grundproben, welche S. M. Kanonenboot „Drache“ in den Sommern 1881, 1882 und 1884 in der Nordsee aufgenommen hatte, durch W. VON GÜMBEL[547]). Die Bodenbeschaffenheit des Kattegats und der dänischen Beltsee behandelten C. G. JOH. PETERSEN und K. RÖRDAM[548]) auf Grund der Funde des dänischen Kanonenbootes „Hauch“ und gaben damit die Grundlage für die im vorigen Abschnitte ausführlicher mitgeteilten, weitgehenden Arbeiten des erstgenannten Autors und seiner Mitarbeiter über die dänischen Gewässer. Sehr wertvolle, von modernen Gesichtspunkten ausgehende Untersuchungen hat sodann H. MUNTHE, dessen Arbeit wir schon zitierten, den Bodenproben angedeihen lassen, welche die schwedische Expedition in die Ostsee unter F. L. EKMAN im Sommer 1877 auf den Schiffen „Klint“ und „Alfhild“ erbeutet hatte; diese Proben waren senkrecht aus dem Meeresboden ausgestanzte Säulen von im Durchschnitt 40 cm, im Maximum aber 90 cm Länge (und einer Dicke von 2,5—3 cm), so daß sie deutliche Schichtung des Sediments erkennen ließen, was ganz in der gleichen Art, wie es PHILIPPI viel später bei den „Gauß“-Proben aus südlichen Meeren mit so großem Erfolge wiederholen konnte, zur getrennten Untersuchung der verschiedenaltrigen Lagen ausgenutzt wurde. Daß hierbei mit größter Wahrscheinlichkeit Ablagerungen aller drei für das Ostseegebiet unterschiedenen Abschnitte der Postglazialzeit, der Yoldia-, Ancylus- und Litorina-Zeit, festgestellt werden konnten, hatten wir bereits früher mitgeteilt. Lediglich mineralogisch-geologische und chemische neben rein physikalischen, aber keine biologischen Untersuchungen hat neuerdings E. KÜPPERS[549]) einem Teil der auf deutschen Terminfahrten in die Nord- und Ostsee gesammelten Bodenproben angedeihen lassen und mit Einführung der Untersuchung auf Hygroskopizität der Grundproben eine wichtige Erweiterung der Untersuchungsmethoden gegeben, deren ausgedehntere Fortführung in Zukunft vielleicht manche Hinweise auf den Gang der Diagenese der Sedimente bieten kann. „Studien über die Bodenzusammensetzung der baltischen Depression vom Kattegat bis zur Insel Gotland“ nebst einer Karte der „Sand- und Tonflächen“ des Ostseebodens hat sodann H. SPETHMANN 1910 veröffentlicht[550]). Schließlich aber sind die Sedimente der Nord- und Ostsee ganz neuerdings durch C. APSTEIN[551]) hauptsächlich auch auf ihren biologischen Inhalt hin untersucht worden.

Die Sedimente der Nordsee

Schon in früheren Kapiteln ist mehrfach Gelegenheit gewesen, auf Sedimentbildungen der Nordsee zu sprechen zu kommen. So wurden in Kürze die reichen Muschelablagerungen gewisser Strandregionen der ostfriesischen Inseln (S. 57), die Tangstrandtrift von Helgoland (S. 58/59), die Meertorfgerölle (S. 60) und konkretionäre Verhärtungen von Strandsanden und Wattenschlicken (S. 98) behandelt. Den Wattenschlicken selbst wurde (S. 103—106) ein eigener Abschnitt gewidmet. Auch ist bereits darauf hingewiesen, daß Sturmwellen die Nordsee bis auf den Boden aufwühlen; es ist daher leicht verständlich, wenn gelegentlich von sehr raschen Veränderungen des Bodens dieses Schelfmeeres berichtet wird. So wurden diesbezügliche Beobachtungen bei Kabelreparaturen im Juni 1887 durch LASARD[552]) angestellt. Die betreffenden Arbeiten wurden an zwei Punkten, 3° 31′ 40″ östl. Länge und 52° 52′ nördl. Breite ausgeführt, wobei das erst im Jahre 1871 auf ebener Fläche gelegte Kabel von 5 bis 11 m hohen Sandwellen vollständig bedeckt gefunden wurde. Im Jahre 1871 waren derartige Sandwellen weiter nördlich beobachtet worden; dieselben waren demnach seit jener Zeit nach Süden weiter vorgedrungen und hatten diese bedeutende Höhe erreicht. Welche Stoßkraft den Nordseewellen zukommt, ergibt sich nach HEINCKE auch daraus, daß man bei Helgoland aus Tiefen von 10 und mehr Metern Steine im Gewicht von 2 kg und mehr heraufholen kann, welche allseitig mit Algenrinden, Bryozoen und Serpeln überkrustet sind, die also mehrfach durch die Gewalt des bewegten Wassers umgewendet sein müssen.

Wichtige Beobachtungen über die Sedimente der Umgebung von Helgoland verdanken wir HEINCKE. W. KOERT hat dieselben in einer schon zitierten Mitteilung[59]) nebst eigenen ergänzenden Beobachtungen einem größeren naturwissenschaftlichen Leserkreise nahegebracht. Auf die das Felseneiland Helgoland umgebende Abrasionszone folgt nach außen zunächst eine Region, die sich durch ihren Reichtum an Pflanzen auszeichnet. Den Geologen interessiert besonders, daß im Sediment dieser Zone von der Kalkalge Lithoderma umkrustete Gerölle, ferner von bohrenden Organismen durchlöcherte Gesteine und schließlich lose Fossilien aus älteren Schichten, also auf sekundärer Lagerstätte, vorkommen. Es handelt sich vor allem um Austern und Belemniten aus den am Meeresboden anstehenden Kreideschichten, ferner an gewissen Stellen des Nordhafens um ziemlich wohlerhaltene Süßwasserschnecken (Valvata, Bithynia, Planorbis), welche in einer Schicht des dort lagernden Diluviums reichlich auftreten. Auch nordische Geschiebe sind in dieser Zone recht häufig.

Die auf dem submarinen Felsplateau von Helgoland weiter nach außen folgende Sedimentzone ist von HEINCKE als die „Zone der

pflanzenleeren Kiese und Gerölle" bezeichnet worden, weil dieses Sediment beständigen Verschiebungen durch die Wellen unterliegt, so daß Pflanzenkeimlinge nicht aufkommen können. Gleichzeitig ist die Molluskenfauna recht spärlich, ganz im Gegensatz zu der vorhergehenden, pflanzenreichen Zone, in welcher zahlreiche, kleine, zarte oder größere, dickschalige, „herbivore" Schnecken auftreten. Ein kalkreiches Sediment dieser Zone stellt ein sogenannter „Bruchschill" dar, welcher sich im Südhafen in 9 m Tiefe vorfindet und fast ausschließlich aus Kreidebröckchen, Resten rezenter Seeigel, zertrümmerten Serpula-Röhren, Balaniden und Muschelgrus besteht mit verhältnismäßig spärlichen, wohlerhaltenen Schalen rezenter Schnecken (Trochus cinerarius, Tr. zizyphinus, Nassa incrassata). Über die Entstehung solchen Bruchschills wurde bereits früher (S. 393) Einiges mitgeteilt.

An das submarine Felsplateau Helgolands legt sich im N, O und SO in Wassertiefen von 10—35 m die Sandfazies an. Da diese Zone sich nach N in die Sand- und Riffgründe fortsetzt, welche die Schleswigsche Küste umsäumen, so liegt die Annahme nahe, daß sie aus der Zerstörung diluvialer Schichten hervorgegangen ist, von denen ja auf Sylt, Amrum usw. noch Reste erhalten sind. Dementsprechend variiert die Bodenbeschaffenheit dieser „Sandzone" von sehr steinigen Riffgründen bis zu feinen Sanden.

Im NW, W und S schmiegt sich an das submarine Helgoländer Felsplateau eine Schlickfazies an, mit Übergängen vom Sand zum Schlick. Diese Fazies stellt im Wesentlichen die Ausfüllung der „Helgoländer Rinne" dar, welche sich mit Tiefen bis zu 55 m als ein Ausläufer der tiefen Nordsee nach Helgoland erstreckt. An der Bildung des Schlicks mögen einmal die feinsten Abrasionsprodukte, dann die durch Elbe und Weser, namentlich durch den Ebbestrom herbeigeführten, tonigen Teilchen und schließlich noch die planktonischen Mikroorganismen, Foraminiferen, Diatomeen, Radiolarien, beteiligt sein. Zum Niederfallen dieses Schlicksedimentes bedarf es also oft nur einer Einsenkung des Bodens um einige wenige Meter.

Eine eigentümliche Bildung der Helgoländer Rinne ist der „Pümpgrund", wie die Helgoländer Fischer den Grund nennen, auf welchem Kolonien eines Röhrenwurmes, der Sabellaria alveolata, ihre Sandröhren bauen. Der Pümpgrund ist die molluskenreichste Region bei Helgoland, er wird daher von gewissen Grundfischen besonders gern aufgesucht, und zwar gerade von solchen, welche nach HEINCKE vorwiegend an der Erzeugung des Bruchschills beteiligt sind; dieser ist denn auch in den verschiedensten Sedimentzonen um Helgoland vorhanden, da das mehr oder minder zerkaute Schalenmaterial einerseits durch die Fische selbst nach anderen Orten vertragen wird, anderseits aber die Exkremente derselben, welche den Schalengrus enthalten, vielfach durch Grundströmungen zusammengeschwemmt werden. Solcher Bruchschill findet

sich besonders in bedeutender Ausdehnung in Rinnen von 20 m Tiefe. Paludina vivipara, welche in der Helgoländer Rinne im marinen Sediment gefunden wurde, wird von HEINCKE als vom Festlande eingeschwemmt betrachtet, da diese Sumpfschnecke auf Helgoland selbst nicht lebt; doch wäre vielleicht zu erwägen und durch Nachuntersuchung festzustellen, ob die gefundenen Exemplare nicht aus diluvialen Ablagerungen vom Boden der Nordsee stammen könnten.

Verlassen wir den Meeresboden in der Umgebung Helgolands und wenden uns den Sedimenten der offenen Nordsee zu, so ist zunächst festzustellen, daß es sich vorwiegend um sandige Ablagerungen handelt, deren Hauptbestandteil Quarzkörner darstellen mit Korngrößen von in der Hauptsache unter 0,5 mm, häufig auch unter 0,2 mm Durchmesser. Die Farben sind weißlich, rötlich oder hellgräulich. Neben dem Quarz ist eine größere Zahl kontinentaler Mineralkörner vorhanden, welche, wie VON GÜMBEL und KÜPPERS übereinstimmend feststellten, mit den Komponenten diluvialer, nordeuropäischer Glazialsande identisch sind, was nach dem in früheren Abschnitten Gesagten nicht weiter wunder nimmt. Besonders stimmt auch der Gehalt an schweren Mineralien mit dem skandinavischer Diluvialsande, welche nach SCHROEDER VAN DER KOLK stets über 0,5 % solcher Bestandteile führen, während die auch in die Nordsee verfrachteten Sande der Maas und des Rheins unter 0,5 % davon enthalten. Der vor der schottischen Küste nur untergeordnet durch VON GÜMBEL festgestellte Glaukonit wird durch diesen Autor wohl mit Recht als allochthone Einschwemmung von Schottland her aufgefaßt. Der Kalkgehalt dieser sandigen Sedimente ist im allgemeinen gering; ORTH gab in seinen Tabellen bei den meisten Proben weniger als 5 % an, VON GÜMBEL nennt als Durchschnitt 3 %.

Reicher an Kalk sind lediglich eine Anzahl molluskenreicher Sedimente, welche der „Drache“ südlich der Shetland-Inseln aus Tiefen zwischen 94 und 115 m zutage förderte. Es handelt sich in diesen förmliche Bänke meist zerbrochener Molluskenschalen darstellenden Ablagerungen zweifellos um nach Art des aus der Umgebung Helgolands beschriebenen Bruchschills zusammengeschwemmtes Material, und VON GÜMBEL hat dasselbe durchaus mit Recht den fossilen Lumachellen an die Seite gestellt. Die meisten Schalen dieser Sedimente sind durch und durch zerfressen und durchlöchert, z. B. von Bohrschwämmen (Vioa). Vereinzelt kommen durch Eisenoxydhydrat zusammengekittete Schalenfragmente vor.

Mit dem organischen Inhalt der sandigen Nordseeproben haben sich besonders VON GÜMBEL und APSTEIN beschäftigt. Von den Diatomeen war schon früher erwähnt worden, daß sie nach PRESTEL im Hafen von Emden in den Bodenablagerungen jeder Ebbezeit bis zu 60 % ausmachen; in solchen Massen aber sinken sie nur in ruhigerem

Wasser zu Boden, und so treten sie auch weder vor der Elbemündung mit ihrer starken Strömung, noch überhaupt in dem flacheren, südlichen, von starken Gezeitenströmungen beeinflußten Teile der Nordsee häufiger auf. Regelmäßig und häufig konnte schon VON GÜMBEL kleine Echinidenstacheln in den sandigen Schelfablagerungen der Nordsee feststellen; daneben wurden auch Spongiennadeln selten ganz vermißt. Desgleichen waren benthonische Foraminiferen, vor allem Miliolinen, häufiger anzutreffen. Dagegen treten Coccolithen und planktonische Foraminiferen (Globigerina) nur untergeordnet in den Bodensedimenten der eigentlichen Nordsee auf, nehmen aber sowohl im Übergang zu den größeren Tiefen des Norwegischen Nordmeeres, wie nach der Norwegischen Rinne hin an Menge zu. Aus den mehr tonigen, den Übergang zum „grauen Ton" des Nordmeeres bildenden Sedimenten der letzteren erwähnte VON GÜMBEL das in die Augen fallende Vorkommen von Rotalia Beccari, vor allem aber von Uvigerina pygmaea, so daß er geneigt war, diese Sedimente als „Uvigerinenschlamm" zu bezeichnen. APSTEIN hat die letztgenannte benthonische Foraminifere dagegen nicht besonders hervortretend gefunden, sondern mehr Textularia variabilis, Bulimina und andere, so daß er lieber diese Ablagerungen nicht nach einerArt, sondern als Foraminiferenschlamm schlechthin bezeichnen möchte. Um aber Verwechselungen mit Globigerinenschlamm zu vermeiden, wird man gut tun, solche Sedimente als „benthogene Foraminiferenschlamme" besonders herauszuheben.

### Die Sedimente der Ostsee

Wie über die der Nordsee, so ist auch über Sedimente der Ostsee in früheren Abschnitten bereits an mehreren Stellen berichtet worden, so vor allem über die Strandablagerungen und Strandwälle (S. 66), über die Sandwanderungen (S. 70), die Bildung der Nehrungen und Sandhaken (S. 72/73) und die Schaare (S. 74—79). Alle diese Bildungen des Ostseestrandes unterscheiden sich, soweit nicht Organismen in Frage kommen, und sofern man die niedrigere Maximalhöhe der Strandwälle vernachlässigt, nicht wesentlich von den gleichen Bildungen offener Meere. Aber dem tieferen Ostseeboden fehlen die in der Nordsee so bedeutungsvollen Einwirkungen der Gezeiten so gut wie völlig, spielen doch Ebbe und Flut schon in der westlichen Ostsee gegenüber den durch den Wind bedingten Stauwirkungen keine irgendwie bedeutsame Rolle. So sind es Stau- und nicht Gezeitenströmungen, welche z. B. H. SPETHMANN für die Auskolkung gewisser Rinnen in horizontalen Verengungen der Wasserfläche, wie z. B. derjenigen von 13 m Tiefe zwischen der Insel Ruden und Usedom, verantwortlich macht[553]).

Unter den rezenten Ablagerungen des eigentlichen Ostseebodens, außerhalb der Strandregion und der Brandung, lassen sich außer den

früher beschriebenen, aus diluvialen Ablagerungen herausgearbeiteten Steingründen einerseits sandige, anderseits tonige und Schlickböden unterscheiden. Der Sand ist weiß, gelb oder braun gefärbt und meist auch noch mit Steinen durchsetzt. In den Tiefen von mehr als 50 m besteht der Boden in der eigentlichen Ostsee fast durchgehend aus braunem oder grauem, weichem Schlick oder härterem Ton. Auf weitere Einzelheiten in der Verteilung der verschiedenen Sedimentarten soll später z. T. noch eingegangen werden.

Die Herkunft der Mineralien der Ostseegrundproben aus der Aufbereitung diluvialer Glazialablagerungen ist schon BEHRENS nicht entgangen, und in dieser Hinsicht besteht kein wesentlicher Unterschied gegenüber den Bildungen der Nordsee. Eine beachtenswerte Komponente eines Teiles der Ostseesedimente ist aber der der oberen Kreide Schonens, der Insel Rügen und eines Teiles der dänischen Inseln entstammende Feuerstein. Seiner supramarinen Verbreitung entsprechend ist dieser Feuerstein in der ganzen Beltsee wie in der südlichen Ostsee anzutreffen, da er durch das diluviale Eis, durch diluviale Schmelzwasserströme, ferner aber, auch neuerdings, durch driftendes Eis und Strömungen weit über sein Anstehendes, das wir teilweise auch am Ostseeboden anzunehmen haben, verbreitet worden ist. Die genannten Transportkräfte bedingen, daß solche baltischen Kreidefeuersteine noch in der Nordsee vorkommen, selbst im innersten Winkel der Deutschen Bucht der Nordsee, wo sie nicht von den Kreideküsten des Kanals abgeleitet werden können. Anderseits fehlen aber die Kreidefeuersteine am Boden der nördlichen Ostsee, so daß z. B. die schwedische Expedition 1877 auf keiner der „Klint“-Stationen und auf keiner der nördlicheren „Alfhild“-Stationen etwas davon fand. SPETHMANN meint nach den bisherigen Beobachtungen die Nordgrenze von Bornholm nach dem Kurischen Haff ziehen zu können. Dazu wäre vielleicht zu bemerken, daß die bekannten, schwarzen Feuersteine, wie sie etwa in der Schreibkreide Rügens auftreten, schon an der Küste des Samlandes und dann auch auf der Kurischen Nehrung fehlen, hier vielmehr durch andersartige, mit jenen nicht verwechselbare Kieselgesteine, die der ostbaltischen Randfazies der oberen Kreide entstammen, ersetzt werden. Demgegenüber bliebe fernerhin zu untersuchen, ob nicht in der nördlichen und östlichen Ostsee gewisse untersilurische Feuersteine, wie sie dem Verf. z. B. von der Insel Gotland bekannt sind, und welche häufig bekannte Kieselspongien (Aulocopium und Astylospongia) enthalten, eine Rolle spielen.

Die modernen Ostseeablagerungen sind entweder ganz kalkfrei oder enthalten höchstens wenige (bis 2,5) % $CaCO_3$. Nur in der allernächsten Nähe der Küsten der Inseln Gotland und Öland und an ähnlichen Stellen erhöht sich der Kalkgehalt. Dieser geringe Kalkgehalt

der eigentlichen Ostseeproben steht im diametralen Gegensatz zu dem Verhalten der Böden des Kattegats und Skagerraks, für welche nach den Untersuchungen von BEHRENS und RÖRDAM Gehalte zwischen 5 und 12,8% die Regel sind.

Schon BEHRENS hatte gezeigt, daß in gewissen Sedimenten der Ostsee Exkremente von Bodentieren, wie z. B. von Würmern oder Crustaceen, — man spricht heute, besonders in der limnologischen Literatur, gerne von „koprogener“ Substanz — eine Rolle spielen. Ähnliches haben die früher besprochenen, eingehenden Untersuchungen von PETERSEN und seinen Mitarbeitern für die dänischen Gewässer gezeigt, vor allem aber auch klargelegt, daß der in gewissen Buchten und Rinnen der dänischen Gewässer auftretende, fast nur organische Stoffe enthaltende Schlick außer aus solcher koprogenen Substanz — und zwar vorwiegend — aus verschwemmten Resten in Verwesung übergehender oder übergegangener, benthonischer Pflanzenreste (vor allem von Zostera) besteht. Mit diesem Sediment hat sich dann neuerdings besonders APSTEIN eingehender beschäftigt. Die reichliche Verbreitung dieses „Mudd“, wie der genannte Autor diesen organischen Detritus nennt, zeichnet die Ostsee vor der Nordsee aus, in welcher die Gezeiten den Boden in ständiger Bewegung halten, so daß nur der Fels von Helgoland und der felsige Abfall der Küste Norwegens für reicheren Algenwuchs in Frage kommen. Der freien Fläche der Nordsee gegenüber ist daher der Pflanzenwuchs in den obersten Flachseezonen völlig verschwindend, während in der Ostsee die reichgegliederte Küste der freien Wasserfläche gegenüber sehr groß ist und zahlreiche Buchten und große, flache Bänke, wie Hoborgbank und Mittelbank, mit Algen bedeckt sind. Neben den schon genannten Exkrementen spielen auch die Reste abgestorbener Bodentiere eine Rolle für die Bildung des Mudd. Oft findet man von ihnen größere Reste, wie Epidermisfetzen von Muscheln, deren Kalkskelett der Auflösung anheimgefallen ist, Schalenstücke von Echinodermen, Schwammnadeln, Panzerstücke von Krebsen, also Hartgebilde, während der übrige Körper bald in Fäulnis übergeht. Auch das Plankton liefert einen weiteren Beitrag. Vor allem sollten nun unter den Planktonorganismen die Diatomeen hierbei eine erhebliche Rolle spielen, von welchen ja im Frühjahr z. B. der Gattung Chaetoceras angehörige, gewaltige Mengen erzeugt werden und zeitweise, am Schluß der Vegetationsperiode, in recht bedeutendem Umfange zu Boden sinken müssen, was in der gezeitenfreien Ostsee an sich ungestörter von statten gehen kann, als in der Nordsee. Und doch ist es auffallend, wie wenige Reste von Planktonorganismen man im Mudd findet. Meist sind es nur die allergröbsten Diatomeen, wie Coscinodisceen und Melosineen, während die zarteren Formen, wie Chaetoceren und andere, vollständig fehlen. Die feinen Kieselpanzer lösen sich eben sehr schnell im Wasser wieder auf.

Was die Verbreitung dieses Mudd der Ostsee betrifft, so häuft er sich in größerer Mächtigkeit nur in den größeren Tiefen und in engbegrenzten Mulden und Löchern an, während er auf flacherem, küstennahem Boden oder auf Bänken nur eine feine Schicht bildet, die aus jungem, d. h. frisch gebildetem Mudd besteht. Wasserbewegungen verschiedenster Art, Gezeitenbewegungen (im Skagerrak und Kattegat), Strömungen, Stürme und Seegstrom, nicht zuletzt auch, wie schon K. MÖBIUS gezeigt hat, die Aufwirbelung durch bodenbewohnende Tiere, bewirken, daß sich der Mudd tiefer und tiefer bewegt, um nun mehr oder minder mächtige Lager zu bilden. So soll dieses organogene Sediment in der Landsort-Tiefe, die bis 463 m mißt, in der größten Tiefe eine Mächtigkeit von 5 m erreichen.

Das ausgedehnteste Muddlager findet sich in der östlichen Ostsee bis zur Danziger Bucht in einem großen zusammenhängenden Gebiet, dessen Tiefen unter 100 m liegen. Es erstreckt sich bis direkt an die Linie Dagö-Stockholm, ganz im Westen auch über diese Linie nach Norden hinaus. Besonders gut fand der „Poseidon" den nach $H_2S$ riechenden Mudd in der Landsort-Tiefe und in der Gotlandtiefe (in 165 m) ausgebildet. Das Gebiet zieht sich von Norden zwischen Gotland und Schweden in geringer Breite bis ungefähr zur Höhe der Südspitze Gotlands hin; zwischen Gotland und Kurland erreicht der Mudd außerdem eine große westöstliche Ausdehnung und zieht so bis zur Danziger Bucht.

Ein zweites größeres Muddgebiet liegt zwischen Bornholm und Schweden, ist aber in der direkten Verbindungslinie dieser beiden Landgebiete entsprechend der mäßigen Tiefe verhältnismäßig schmal, um sich einerseits in der Bornholm-Tiefe im ONO von Bornholm, anderseits zwischen Rügen und Schweden weiter auszudehnen. In der Beltsee sind nur kleinere Gebiete von Mudd vorhanden, und wegen dieser und der zum Kattegat und Skagerrak gehörigen Regionen darf auf früher (S. 514, 517, 518) Gesagtes und auf Figur 134 auf S. 516 verwiesen werden.

Was den Grad der Zersetzung des Mudd, der mit dem Alter verschieden ist, betrifft, so werden sich in den Muddablagerungen nahe der Küste, wie in der Beltsee, neben stark zersetzten auch noch ziemlich frische Pflanzenteile finden, da die Zeit der Loslösung von ihrer Unterlage erst eine sehr kurze ist. Je weiter man sich aber von der Küste entfernt, desto stärker ist der Zersetzungsgrad der Pflanzenreste, so daß in den weiten Gebieten der östlichen Ostsee besser erhaltene oder nur geringe Spuren von Zersetzung zeigende Pflanzenreste vom „Poseidon" überhaupt nur auf landnahen Stationen gefunden wurden. Für die tierischen Reste gilt dieses nicht, da Tiere überall im Meere vorkommen und nicht an die Assimilation in den höheren Wasserschichten gebunden sind.

Der Beimengung von Organismenresten in den Ostseesedimenten hat schon MUNTHE seine volle Aufmerksamkeit zugewendet, neuerdings aber hat C. APSTEIN seine großen Erfahrungen in der Biologie des Meeres ebenfalls für die Beantwortung dieser Fragen verwertet. Gehen wir von den Gewässern der Nordsee, bezw. der Norwegischen Rinne aus in das Skagerrak, so treten hier neben häufigeren Bruchstücken von Molluskenschalen regelmäßig Foraminiferen auf; meist sind dieselben mit Stücken von Echinodermenpanzern und Schwammnadeln vergesellschaftet. Von Pflanzen fanden sich auf den Stationen des „Poseidon" regelmäßig Coscinodiscen, Zostera- usw. Bruchstücke dagegen nur auf den flacheren Stationen.

Schon im Kattegat treten die Diatomeen und zwar Coscinodisceen, Cocconeis, Pleurosigma, Epithemia, Fragilaria, mehr in den Vordergrund. Daneben fanden sich hier bei der Engheit der Gewässer überall größere Pflanzenbruchstücke.

In der Beltsee, die ja keine allseitig ausgedehnte Wasserfläche besitzt, ist der Mudd nur in Rinnen und Mulden, sowie mehr oder weniger großen Löchern angesammelt, die räumlich voneinander getrennt liegen. Häufig finden sich Seegras- und Algenbruchstücke in verschiedener Erhaltung. Im westlichen und nördlichen Teile der Beltsee finden sich dann zuletzt Schwammnadeln, da Schwämme über die Beltsee nach Osten nicht hinausgehen. Foraminiferen sind spärlich auch weiterhin noch vorhanden, aber nicht so häufig, daß sie in kleinen Bodenproben sicher zur Beobachtung gelangen, ferner Diatomeen. Besonders interessant war die Bodenprobe von der „Poseidon"-Station K 1 zwischen Langeland und Lolland im Langelandsbelt, wo aus 23 m Tiefe nur die genannten, spezifisch schweren Organismenreste heraufgeholt wurden, da durch den starken, meist südlich setzenden Strom der Boden von feinem Material ganz rein gefegt wird.

Im übrigen großen Gebiete der eigentlichen Ostsee sind, wie die von MUNTHE gegebenen Listen zeigen, Diatomeen oft in großer Artenfülle im Sediment vorhanden, doch ist ihre absolute Menge nur seltener so bedeutend, daß ihr Vorkommen als häufig bezeichnet werden könnte. Es handelt sich, wie erwähnt, lediglich um festere Formen, wie Coscinodisceen und Melosineen, während die zarteren Formen sämtlich aufgelöst werden. Die im Sediment der küstennäheren Regionen auftretenden Algenbruchstücke gehören vorwiegend zu dem relativ festen Fucus. Ein charakteristisches Vorkommnis nicht nur im Plankton, sondern auch in den Bodenablagerungen der östlichen Ostsee bis zur Bornholmtiefe sind Pollenkörner von Kiefern (Pinus silvestris), die durch den Wind oft weit über See vertrieben werden, um dort zugrunde zu gehen. Von Tierresten hat APSTEIN vor allem das häufige und charakteristische Auf-

treten der winzigen und zarten, chitinösen Panzer einer im Oberflächenwasser der östlichen Ostsee sehr häufigen Daphnide (Bosmina maritima P. E. MÜLLER) festgestellt, so daß er von Bosmina-Schlamm sprach. Diese schon von MUNTHE in den Bodenproben erkannte Form ist bereits in der Beltsee sehr spärlich, gelangt aber mit dem ausgehenden salzarmen Ostseeoberstrom bisweilen durch den Sund bis zum Skagerrak. Im Sediment finden sich die Panzer der abgestorbenen Bosmina meist in zwei Stücke zerfallen, in den Kopfteil mit den rüsselartigen Antennen, und den Körperpanzer, der an seinen kleinen, am unteren Ende des Hinterrandes befindlichen Spitzen leicht kenntlich ist. Die Bosmina-Ablagerungen finden sich in der ganzen östlichen Ostsee und in der südlichen Ostsee bis in die Rinne zwischen Rügen und Schweden. Die größte Dichte ihres Vorkommens ist im nördlichen Teile der östlichen Ostsee, also bis Gotland hin, wo auf allen Mudd-Stationen des „Poseidon“ Bosmina-Schalen festgestellt sind. Das Maximum des Vorkommens beträgt 2,24 Volumenprozent; also fast der 40. Teil der oberflächlichen Bodenprobe bestand aus diesen winzigen, zarten Panzern. Meist jedoch blieb die Menge unter 1 %. Ob diese zarten Crustaceenschälchen allerdings geeignet zur fossilen Erhaltung sind und damit diese Bosmina-Ablagerungen aktuelles Interesse für den Geologen besitzen, mag füglich bezweifelt werden.

Schließlich wäre noch einiger chemischer Neubildungen am Ostseeboden zu gedenken, über die wir indessen aus dem Grunde schneller hinweggehen können, da wir über identische Bildungen in anderen Meeren bereits in früheren Kapiteln eingehend berichtet haben. Es handelt sich einerseits um Kügelchen und deutlich kenntliche Kristallaggregate von Schwefelkies und um Schwefelkiessteinkerne von Diatomeen, die schon BEHRENS richtig auf Reduktionsprozesse zurückgeführt hat, welche im feinkörnigen Sediment im Gefolge der Verwesung von Algenresten eintreten. Und es mag nicht verfehlt werden, bei dieser Gelegenheit noch einmal auf die an $H_2S$ reichen, „heilsamen Meeresschlamme“ gewisser Buchten der Insel Ösel hinzuweisen, von denen schon früher (S. 110, 111) die Rede war. Das Gegenteil dieser Ausscheidung von Schwefeleisen bildet das Auftreten von hydratischem Eisenoxyd in Form von Konkretionen, meist jedoch als charakterlose Masse an kleinen Steinchen oder als blättrige Überzüge auf Geschieben am Ostseeboden, wie es TORNQUIST vom „Scharfen Grund“ bei Cranz von den von dort beschriebenen, angelösten Geschieben bekannt gemacht hat; SPETHMANN erwähnt auch an größeren Fixpunkten gern konzentrisch-ringförmig abgesonderte, „äußerlich lebhaft an Nummuliten erinnernde“ Massen dieser Substanz von dunkelbraunroter bis schwarzer, selten hellbrauner Farbe. Es ist kein Zweifel, daß diese Ausscheidungen,

wie wir sie schon aus dem Flachwasser der Küste des Samlandes erwähnen konnten (S. 98), und wie sie nur in den geringeren Tiefen bis zu etwa 75 m im Maximum auftreten, an gut durchlüftetes, sauerstoffreiches Wasser gebunden sind.

Eine kartographische Darstellung der „Sand- und Tonflächen" der baltischen Gewässer vom Kattegat bis zur Insel Gotland hat SPETHMANN gegeben und dieselbe auch mit einer eingehenden Erläuterung versehen. Hierbei sind alle gröberen Ablagerungen, wie die Stein- und Kiesgründe, in die Sandflächen einbezogen, und die „Tonböden" umfassen auch die Ablagerungen des im wesentlichen aus organischen Zersetzungsprodukten von Pflanzen bestehenden Mudd. Daher kann die APSTEINsche Skizze, in welcher Sand-, Ton- und Muddböden auseinandergehalten sind, in gewisser Weise als Ergänzung der allerdings in viel größerem Maßstabe gehaltenen SPETHMANNschen Karte gelten.

Zum Schluß mag noch kurz auf die Ergebnisse hingewiesen werden, welche KÜPPERS bei seinen Untersuchungen über die Hygroskopizität einiger Grundproben aus Nord- und Ostsee erzielt hat, wobei wegen der relativen Neuheit dieser Methode kurz auf Art und Ziel derselben eingegangen werden muß. Wie in einem der ersten Abschnitte dieses Bandes erörtert wurde, kommen für die Untersuchung der Meeresgrundproben zur Feststellung der Korngrößen Sieb- und Schlämm-Methoden zur Anwendung, von denen die letzteren zweifellos große Vorzüge vor den ersteren besitzen. Wie aber EMMERLING an der Hand einer größeren Anzahl von Schlämmanalysen gezeigt hat, geben die einzelnen Methoden durchaus keine eindeutigen Werte, und diese variieren außerdem stark mit der Art der angewandten Methode. Es ist das ein bedeutender Übelstand, zumal fast jeder Autor, der bisher Meeresgrundproben untersuchte, einer anderen Art der Korngrößentrennung den Vorzug gab, so daß die Untersuchungsergebnisse der verschiedenen Autoren nur unter großem Aufwand von Umrechnungen direkt miteinander vergleichbar gemacht werden können. Daß zumal die Siebmethode völlig unzulänglich für die Zwecke der Komponententrennung genannt werden muß, ist früher eingehend erörtert und auch betont worden, daß PHILIPPI, indem er die „Gauss"-Proben mit Meerwasser schlämmte, den natürlichen Verhältnissen zweifellos bisher am nächsten gekommen ist.

Den zuerst genannten Übelständen wollte nun ein neues Verfahren von RODEWALD begegnen, das die Bodenfeinheit in ganz bestimmten, untereinander vergleichbaren Zahlen auszudrücken gestatten soll: Wenn trockener Boden mit Wasser in Berührung gebracht wird, so entwickelt sich eine ganz bestimmte, für den betreffenden Boden charakteristische Wärmemenge. Diese „Benetzungswärme" ist dann von RODEWALD und

MITSCHERLICH zusammen an den verschiedensten Erdböden studiert worden. Nach den umfassenden theoretischen Erörterungen des erstgenannten Autors besteht Proportionalität zwischen der entwickelten Wärmemenge und der Summe der Oberflächen der einzelnen Teilchen oder der inneren Bodenoberfläche, und die Wassermenge, die von trockenem Boden in einer Wasserdampfatmosphäre aufgenommen wird, ist dieser Benetzungswärme und somit der inneren Oberfläche direkt proportional. Es handelt sich also praktisch in der Hauptsache darum, die aufgenommene Wassermenge zu bestimmen, wofür RODEWALD und MITSCHERLICH eine besondere Methode ausgearbeitet haben.

Schon BRANDT hatte in einer Abhandlung über den Stoffwechsel im Meere die Wichtigkeit dieser Methode für Meeresbodenuntersuchungen gerade vom biologisch-chemischen Standpunkt aus betont, und in seinem Auftrage hat dann KÜPPERS seine Untersuchungen angestellt. „Je größer die innere Oberfläche des Bodens ist, um so mehr Angriffspunkte bietet er den chemischen Agentien dar. Zum Studium der chemischen Umsetzungen im Boden ist daher eine genaue Kenntnis der Hygroskopizität erforderlich. Die Nährstoffe, die im Boden enthalten sind, werden um so rascher aufgeschlossen und dadurch den Organismen zugänglich, je größer die Oberfläche, je größer also die Hygroskopizität ist. Beim Meeresboden speziell kommen noch einige andere Faktoren hinzu. Die Nährstoffe werden nicht im Boden selbst verbraucht, sondern müssen erst in das Meerwasser diffundieren. Die Diffusionsgeschwindigkeiten werden aber höchst wahrscheinlich um so kleiner sein, infolge von Kapillaritätswirkungen, je feiner die einzelnen Teilchen sind, sie werden also voraussichtlich mit zunehmender Hygroskopizität in geometrischer Reihe abnehmen. Weiterhin nimmt die Adsorption mit der Feinheit der Teilchen zu. Die größere Umsetzungsgeschwindigkeit in den Böden mit großer Hygroskopizität kann also durch die weit größere Diffusionsgeschwindigkeit und den kleineren Adsorptionswert von Böden mit kleiner Hygroskopizität gegebenenfalls ausgeglichen werden. Eingehende quantitative Untersuchungen müßten hier ausgeführt werden.“

Was nun KÜPPERS' Resultate selbst betrifft, so trat in der Nordsee eine Abhängigkeit zwischen Hygroskopizität und Tiefe deutlich in Erscheinung, entsprechend der sandigeren Natur der flach gelegenen und der tonigeren Beschaffenheit der tiefer gelegenen Böden, während in der Ostsee wegen des Auftretens des Mudd in den flachen Buchten einerseits und in den größten Vertiefungen anderseits eine solche Abhängigkeit natürlich nicht bestehen kann. Hier zeigt sich aber deutlich die Abhängigkeit von der Korngröße. Das mag eine nach durch KÜPPERS gemessenen Werten, aber unter Berücksichtigung gewisser, von APSTEIN angegebener Einschränkungen, aufgestellte Tabelle zeigen:

| Terminstation | Tiefe in m | Bodenart | Hygroskopizität |
|---|---|---|---|
| O 6, südl. Trelleborg . . . | 39 | Sand mit Steinchen | 1,0 |
| O 13, westl. Memel . . . . . | 62 | Sand | 1,5 |
| O 3, nördl. Fehmarn . . . . | 30 | Sand mit Schlick | 2,9 |
| O 1, vor der Kieler Föhrde . | 20 | Dunkelgrauer Schlick | 5,9 |
| O 10, südöstl. Bornholm . . . | 62 | Dunkelgrauer Schlick | 8,3 |
| O 4, vor der Neustädter Bucht | 25 | Grauschwarzer Schlick, etwas riechend | 10,3 |
| O 12, in der Danziger Bucht . | 107 | Mudd, stark riechend | 11,9 |
| O 2, südl. Fünen . . . . . | 36 | Mudd, stark riechend | 15,2 |

Von einer Berechnung der Bodenoberfläche selbst können wir mit Küppers absehen, da die Hygroskopizitätszahlen direkt miteinander vergleichbar sind. Auch brauchen wir der Tabelle kaum noch etwas hinzuzufügen.

So besitzen wir in der durch Küppers zum ersten Mal auf Meeresgrundproben angewandten Hygroskopizitätsbestimmung zweifellos ein gutes Mittel zur weiteren Charakterisierung unserer Ablagerungen. Gleichwohl aber muß davor gewarnt werden, in dieser Methode nun das Mittel erkennen zu wollen, welches mit einer einzigen Untersuchung alle für den Geologen in Betracht kommenden Eigenschaften enthüllen könnte. Mag dieselbe für die land- und forstwirtschaftliche Wertung eines Bodens oder für meeresbiologische Untersuchungen allenfalls allein genügen und die früheren Trennungsmethoden verdrängen, der Geologe wird darauf Wert legen müssen, daß auch diese Methoden, insbesondere die Schlämm-Methode mit dem in Betracht kommenden Medium (bei Meeresablagerungen eben mit Meerwasser), weiterhin neben dieser neuen Methode angewendet werden; denn es handelt sich für die hier in Frage kommenden Zwecke ja nicht nur um das Verhalten des schon fertigen Sedimentes — daß die Hygroskopizität für die Diagenese von Wichtigkeit sein dürfte, ist bereits früher angedeutet worden —, sondern vor allem soll doch die Entstehungsgeschichte der Sedimente erforscht werden; und den Hertransport der verschiedenen Komponenten, bezw. ihr Verhalten gegenüber den Wasserbewegungen zu erklären ist nur die Schlämm-Methode, bei gröberen Komponenten etwa in Kombination mit der Siebmethode, geeignet.

Und damit wenden wir uns den Sedimenten weiterer, dem Atlantischen Ozean tributärer Nebenmeere zu.

### 4. Das Amerikanische Mittelmeer

Über die Sedimente des Amerikanischen Mittelmeeres sind wir besonders durch die Untersuchungen des „Blake“ und eine neuere Reise der „Britannia“ unterrichtet. Die der Darstellung von Murray[554])

über die Grundproben von der letztgenannten Fahrt beigegebene Karte und die schon genannte von MURRAY und PHILIPPI im „Valdivia"-Werk repräsentieren den herrschenden Standpunkt unserer Kenntnisse über die Verbreitung der einzelnen Sedimentarten. Bezüglich der Einzelheiten muß auf das früher (S. 258—260) Gesagte verwiesen werden; indessen mag doch hinzugefügt sein, daß MURRAY selbst geschwankt zu haben scheint, ob er die in den drei Tiefenbecken dieses Mittelmeeres auftretenden, kalkreichen Ablagerungen als Kalkschlicke oder als echte Globigerinenschlamme und Pteropodenschlamme bezeichnen sollte, da er ein über das andere Mal betont, wie schwierig es sei, diese einzelnen Abarten auseinander zu halten, zumal hierselbst auch noch Übergänge zwischen Korallenschlicken und Pteropodenschlammen vorkommen. Doch scheinen die Bedenken schließlich mehr oder weniger zugunsten der Eupelagischen Ablagerungen geschwunden zu sein, da die erwähnten Karten nicht nur Globigerinen- und Pteropodenschlamm, sondern auch Roten Ton — im tiefsten Teile des Karibischen Beckens — angeben.

#### 5. Das Romanische Mittelmeer und das Schwarze Meer

Über die Sedimente des Romanischen Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres brauchen wir dem früher auf S. 261—265, sowie S. 266—272 Ausgeführten kaum noch etwas hinzuzufügen.

## B. Der Indische Ozean und seine Nebenmeere

### I. Der Indische Ozean

Den derzeitigen Stand unserer Kenntnisse bezüglich der Verbreitung der einzelnen Sedimente im Indischen Ozean vermittelt am besten die Karte, welche in gleicher Weise dem „Valdivia"-Werk, wie einer Darstellung von J. MURRAY von 1909[555]) beigegeben und auf unserer Karte im Wesentlichen kopiert worden ist.

Beginnen wir mit den Korallenriffen. Abgesehen von der gegen Ost gerichteten Somaliküste am Osthorn Afrikas zeigt die Ostküste des tropischen Afrika vom Kanal von Mozambique bis zur Mündung des Djuba etwa unter dem Äquator eine fast ununterbrochene Kette von Strandriffen. Stellenweise trägt auch das benachbarte Festland selbst ausgedehnte Lagen gehobenen Korallenkalkes, und manche, der Küste vorgelagerte Inseln bestehen ganz aus solchen Gesteinen. Die Strand- oder Saumriffe ziehen sich dann aber auch in den Golf von Aden hinein, wo sie, nur wenig unterbrochen, an der Nordküste des britischen Somali-Landes anzutreffen sind und stellenweise als gehobene Bänke weit ins Land hinein verfolgt werden können, wie bei Berbera. Ein ausgedehntes Küstenriff findet sich vor der Südwestküste Madagaskars. Vor der Ostküste ist bei Tamatave der Point Hashi ein umfangreiches

Küstenriff vorgelagert, das aber weiter im Norden erst bei der Insel Ste Marie (Nosy Braha) seine Fortsetzung findet. Auch die Bucht von Vohémar ist mit Korallenbauten angefüllt; dagegen ist die einen französischen Kriegshafen enthaltende Bucht von Diego Suarez ärmer an Riffen. Im übrigen zeigen die Riffe von Madagaskar z. T. Übergänge von Strand- zu Barrier-Riffen, die uns dann auf den Comoren deutlicher entgegentreten. Strandriffe dagegen lassen wiederum die Amiranten und Seychellen erkennen. Die atollähnlichen Gebilde des Providencia-Riffes, der Farquhar-Inseln und der Aldabra-Inseln können nicht ohne Weiteres mit den echten Atollen der Südsee in Parallele gebracht werden. Als Krönung der früheren Landbrücke zwischen Madagaskar und Vorderindien sind die Riffe der Maskarenen (Mauritius), der Saya da Malha-Bänke, des Chagos-Archipels, der Malediven und Lakkadiven aufzufassen. Die Küsten Vorderindiens zeigen mit Ausnahme von Ceylon und seiner dieser Insel zugekehrten Südspitze ebenso wenig ausgedehntere Korallenriffe wie die Westküste von Hinterindien. Inmitten des Ozeans liegt Keeling-Atoll und die Weihnachtsinsel. Einen äußersten Vorposten der Korallentätigkeit bilden die Abrolhos-Inseln an der Westküste von Australien (etwa unter 28—29° S. gegenüber Geraldton gelegen). Andamanen und Nikobaren zeigen Strandriffe.

Im Indischen Ozean erreichen die Schelfablagerungen und Hemipelagischen Sedimente eine größere Breite nur an der Südküste von Asien in den nördlichen Teilen des Arabischen Meerbusens und des Golfes von Bengalen, in welche gewaltige Ströme ihre Detritusmassen entsenden. An den australischen Küsten entsprechend der größer werdenden Breite des Schelfes sich nach Norden zu mehr und mehr verbreiternd finden wir diese Bildungen längs der Sunda-Inseln und der gesamten Ostküste von Afrika, ausgenommen einen schmalen zungenförmigen Vorsprung auf etwa 28° S.-Breite, auf eine relativ schmale Zone rings um die Kontinentalmassen beschränkt und sehen sie auch die große Insel Madagaskar umgeben. Grünschlicke und -Sande ersetzen die normalen hemipelagischen Blauschlicke auf der Agulhas-Bank, an verschiedenen Punkten an der Ostküste von Afrika, sowie an der West- und Südküste von Australien. Korallenschlicke und -Sande finden sich um die verschiedenen, von Korallenriffen gebildeten oder eingesäumten, in der Tropenzone gelegenen Inselgruppen, wie die Malediven und Lakkadiven, die Seychellen, Amiranten und den Chagos-Archipel, die Comòren-Gruppe, um die Nordküste von Madagaskar, um die Maskareneninseln Mauritius und Réunion, sowie auf der Nazareth-Bank und den Saya da Malha-Bänken, im Nordosten endlich um die Andamanen, die Nikobaren und an der Küste von Sumatra.

Von den Eupelagischen Ablagerungen nimmt der Globigerinenschlamm weitaus die herrschenden Flächen ein, bis auf etwa 50° S.-Breite,

wo ihn der südliche Diatomeenschlamm ablöst. Diese Flächen hängen im allgemeinen zusammen, wenn auch hier und da, um Inseln und Bänke, koralligene Sedimente oder, in größeren Tiefen weit ab von den Küsten, mehr oder minder ausgedehnte Flächen kalkarmer eupelagischer Bildungen sich einschalten. Eine kleine isolierte Partie von Globigerinenschlamm wird innerhalb hemipelagischer Sedimente im Busen von Bengalen angegeben. Die drei isolierten kleinen Flächen, welche nach je einer Lotung von „Valdivia“ und „Gauss“ innerhalb des sonst von Diatomeenschlamm eingenommenen Gebietes eingezeichnet wurden, basieren auf Proben, welche doch recht beträchtlich von den tropischen Globigerinenschlammen des Indischen Ozeans abweichen.

Pteropodenschlamm findet sich in verschiedenen kleinen Arealen längs der Küste von Afrika, in der Timor-See, vor der Küste von Sumatra und bei den Nikobaren. GARDINER führte dieses Sediment von Mauritius aus 1496 m und aus dem Gebiete des Chagos-Archipels aus Tiefen von 408 bis 1052 m an.

Roter Ton findet sich in vier voneinander getrennten Gebieten innerhalb der von Globigerinenschlamm eingenommenen Flächen. Nur südlich der Sunda-Inseln tritt er so nahe an das Land heran, daß hier z. T. ohne Vermittlung des letztgenannten Sedimentes ein direkter Übergang in hemipelagische Ablagerungen erfolgt. Dieser Rote Ton gehört jener großen Fläche an, welche den zentralen Teil der östlichen Hälfte des Ozeans zwischen dem Äquator im Norden und dem 30. Breitengrade im Süden und zwischen 73° und 120° O. einnimmt. Außerdem tritt Roter Ton noch in drei kleineren Arealen auf, im Süden der großen Australbucht zwischen 35° und 45° S. und 123° und 138° O., südöstlich von Madagaskar zwischen 22° und 27° S. und 50° und 60° O., sowie im Arabischen Meere zwischen 7° und 12° N. und 62° und 72° O.

Sedimente, welche als Radiolarienschlamm zu bezeichnen sind, finden sich in größerer Ausdehnung innerhalb des soeben zuerst genannten Gebietes von Rotem Ton südlich des Äquators um Cocos-Keeling- und die Weihnachtsinsel zwischen 7° und 22° S. und 88° und 108° O. Dieses Gebiet scheint eine südwest-nordöstlich gestreckte Gestalt zu besitzen. Ein kleineres Gebiet von Radiolarienschlamm findet sich im Nordwesten der Seychellen zwischen 2° und 5° S. und 49° und 52° O. In dieser Meeresregion hatte schon im Jahre 1859 Kapitän PULLEN während der Reise des „Cyclops“ zwischen Sansibar und den Seychellen in ca. 4000 m Tiefe Ablagerungen, welche fast ausschließlich aus Radiolariengehäusen zusammengesetzt waren, aufgefunden; doch muß dabei darauf hingewiesen werden, daß auch die Globigerinenschlamme des tropischen Indischen Ozeans, ganz im Gegensatz zu denen des tropischen Atlantischen Ozeans recht reich an Radiolarien und dementsprechend ärmer an $CaCO_3$ sind.

Das Band von Diatomeenschlamm, welches aus den subantarktischen Gewässern des Atlantischen Ozeans in ziemlicher Breite in die des Indischen Ozeans hinübersetzt, geht ununterbrochen durch dessen Gewässer hindurch, um jenseits derselben in den Pazifischen Ozean sich fortzusetzen. Im allgemeinen überschreitet dieses Sediment im Norden nicht 45° S.-, im Süden nicht 65° S.-Breite. Doch schiebt sich die Grenze gegen die Globigerinenschlamme hier und da breit zungenförmig vor, und die Breite des ganzen Bandes scheint nach Osten zu abzunehmen. Eine isolierte Partie des Sedimentes liegt im Norden des geschlossenen Bandes innerhalb des im übrigen von Globigerinenschlamm eingenommenen Areales wenig nördlich des 40. Breitengrades etwa unter 58° O.

Im Süden wird das Band von Diatomeenschlamm von Glazialmarinen Sedimenten abgelöst, welche der „Gauss" gerade hier in so typischen Proben antraf, daß PHILIPPI eine Abtrennung dieser Bildungen von den eigentlichen Blauschlicken vorschlagen konnte.

## II. Die Nebenmeere des Indischen Ozeanes

### 1. Der Persische Meerbusen

Von den dem Indischen Ozean angegliederten Mittelmeeren wird der Persische Meerbusen ganz von einem flachen Schelf eingenommen. Nur in der Straße von Hormus sinkt der Boden zu vergleichsweise großen Tiefen ab, besonders auf der Südseite, nahe der Musendim-Halbinsel. Wenn zwischen Ras Musendim und den kleinen zwei Keil-Inseln tiefe Löcher bis zu 155 m vorhanden sind, so sind diese möglicherweise in rein lokaler Erscheinung durch die die enge Durchfahrt durchströmenden, starken Gezeitenströmungen bedingt[556]).

Der durchweg geringen Tiefe des eigentlichen Persischen Meerbusens entsprechen die hierselbst auftretenden Sedimente, deren allochthone Komponenten z. T. durch die mesopotamischen Ströme, z. T. durch Staubstürme aus dem arabischen Wüstengebiete zugeführt werden. Wie weit der Flußdetritus des Schatt al Arab in den Meerbusen hinausgeführt wird, scheint noch nicht festgestellt zu sein. Daß aber die Gewässer des Schatt al Arab ihren Schlick so gut wie ausschließlich nach der arabischen Seite hin verfrachten, steht nach G. SCHOTTS[557]) neuer Untersuchung über die Wassertemperatur- und besonders die Salzgehaltsverteilung im Golf außer Frage, wies doch schon GENTHE auf das Auftreten der Sinkstoffe noch südlich von der Insel Feilaka hin. Auf solche Schlickmassen bezieht es sich wohl auch, wenn im Segelhandbuch für den Persischen Golf[558]) von ausgedehnten Schlickbänken auf der Strecke nach Kuweit hin die Rede ist. Diese Schlickablagerungen sind dem Leben der Perlmuscheln nicht günstig, welche vielmehr

nur dort, wo sich „harter Grund“ findet, gefischt werden. Und so sollen auch die Perlenfischerboote aus Kuweit hauptsächlich bei den Bahrein-Inseln und östlich davon nach der nördlich der Piratenküste gelegenen großen Perlenbank hin tätig sein. Über die Perlenfischerei selbst wird im übrigen in einem späteren Abschnitte noch von allgemeineren Gesichtspunkten aus gesprochen werden.

Daß äolische Staubzufuhr in dem ganzen, wegen seiner feuchten Hitze in den Sommermonaten berüchtigten Meeresteile beträchtlich sein muß, folgt aus mannigfachen Berichten [559]. Wenn die größte Häufigkeit „diesiger“ Luft hauptsächlich in den Spätsommer fällt, so hängt dieser Umstand nach SCHOTT wahrscheinlich mit dem im Juli und August besonders starken NW-Wind (Schemal) zusammen; dieser Wind führt von Niedermesopotamien die dort hochgehobenen, lehmigen Staubteilchen weit fort und verursacht eine allgemeine Trübung der untersten Atmosphäre. Doch kommt Ähnliches auch in den Wintermonaten vor.

Die tieferen Teile des Persischen Meerbusens tragen nach den Ermittlungen von S. GENTHE [560]) meist Schlick, doch werden auch Sand, Felsboden, sowie Korallensand, nördlich von Bahrein und an anderen Stellen „weißer Ton“ angegeben. Von korralligenen Bildungen finden sich lokal Strandriffe.

### 2. Das Rote Meer

Staubstürme dürften auch dem Boden des Roten Meeres, welches mitten in die libysch-arabische Wüstentafel hineingelagert ist, in reichem Maße Material zuführen. Die Sedimente dieses Mittelmeeres, welchem eine stärkere fluviatile Zufuhr fehlt, ähneln, abgesehen von der Tatsache, daß die Küsten teilweise von Korallenriffen eingesäumt werden, sehr denen des Romanischen Mittelmeeres; doch zeigen die Ablagerungen der zentralen, tiefst eingesenkten Zone mehr als die Kalkschlicke des letzteren Anklänge an eupelagische Pteropoden- und Globigerinenschlamme.

Nur wenige Worte seien den Korallenriffen dieses Mittelmeeres gewidmet. Wenn das Rote Meer noch bei Suez unter 30° N.-Breite vereinzelte echte Korallenriffe enthält, so liegt das an der hohen Temperatur des Wassers, welches ja selbst in den größten hier vorkommenden Tiefen die für das Korallenwachstum erforderliche Minimaltemperatur überschreitet, da eine submarine Schwelle bei Bab-el-Mandeb das Einströmen kälteren Tiefenwassers aus dem Indischen Ozean verhindert. Gehört doch das Rote Meer zu jenen typischen Mittelmeeren, die in ihren Tiefenmulden homotherme Wassermassen bergen, und zwar besitzt es unter allen die höchste Temperatur, überall in den Tiefen zwischen 700 m und dem Boden in 2200 m 21,5° C.

Ein nur wenig unterbrochenes Küstenriff begleitet sowohl die afrikanische, wie die arabische Küste des Roten Meeres bis in die Nähe von Bab-el-Mandeb. Dieses Küstenriff beeinflußt hierselbst in erster Linie die Küstenformen und macht die dortige Schiffahrt zu einer recht gefährlichen. Wenn aber von dem oder jenem Autor von Wall- oder Barrier-Riffen im Roten Meere gesprochen worden ist, so ist das nicht ganz zutreffend. Denn die langgestreckten, der Küste parallelen, von der Küstenebene aber oft durch auffallend tiefe Kanäle getrennten Koralleninseln sind — wie die oft zu bedeutenden Höhen (bis zu 230 m und mehr) gehobenen ältesten, diluvialen Riffe — nur relativ dünne Krusten auf den aufragenden Kantenrändern submariner, streifenförmiger Gesteinsschollen, die bei den Grabenbrüchen noch vor Bildung dieser jüngsten Korallenriffe als Horstschollen, die auf beiden Längsseiten tief abfielen, in relativ höherem Niveau stehen geblieben sind[561]).

### 3. Das Australasiatische Mittelmeer

Die Ablagerungen des Australasiatischen Mittelmeeres sind z. T. schon in früheren Abschnitten, so bei Besprechung des Blauschlicks (S. 227—238) und des Roten Tiefseetones (S. 353, 354), sowie bei der Diskussion des Kalkgehaltes der Tiefseesedimente, auf Grund der Untersuchungen hauptsächlich des „Challenger“ und der „Siboga“, beschrieben worden. Die eingehendste kartographische Darstellung gab der Bearbeiter der „Siboga“-Proben, O. B. Böggild. Doch wird eine genauere Untersuchung dieses Gebietes, welche, wie gleich noch auszuführen sein wird, besonders auch im Interesse der Aufklärung der Tektonik des Australasiatischen Archipels liegen würde, im einzelnen zweifellos noch manche Änderungen jenes vorläufigen Kartenbildes herbeiführen, auf welchem die Grenzen vielfach den Tiefenlinien parallel gezogen wurden, was keineswegs überall der Wirklichkeit entsprechen dürfte; handelt es sich doch um Meeresregionen, welche schon an Mannigfaltigkeit der Relief- und Tiefenverhältnisse ihresgleichen suchen.

Strand- und Schelfablagerungen besitzen in diesem Gebiete teilweise nur eine geringere Ausdehnung; das gilt insbesondere von der Region der Tiefenbecken mit ihrem so wechselvollen Relief und ihren z. T. steilen Abböschungen. Eine größere Verbreitung erreichen solche Bildungen aber natürlich dort, wo große Schelfflächen einerseits Borneo, Java und Sumatra mit Asien, anderseits Neu-Guinea mit Australien verbinden.

Wo in diesem Mittelmeere Korallenriffe auftreten, gehören sie zu den Strandriffen. Echte Atolle scheinen zu fehlen. Doch treten einerseits nicht selten gehobene Korallenkalke, anderseits aber stark gesenkte, „ertrunkene“ Korallenriffe auf als Anzeichen und zum Ausmaß der Verstellungen, welche die Lithosphäre hier gegenüber dem Niveau des

Meeresspiegels in beiderlei Sinne noch in jüngster geologischer Zeit erlitten hat. Gehobene Korallenkalke bilden häufig die Deckschichten der Meeresterrassen, welche einen Teil der Inseln dieses Mittelmeeres bis in erhebliche Höhen umziehen. Daneben finden sich als weitere Anzeichen solcher Terrassenbildungen Ablagerungen von Ton oder Lehm mit marinen Mollusken, Sandebenen mit Strandwällen oder Abrasionsflächen mit Blockstrandbildungen. Diese Vorkommnisse zeigen, daß das Land im Altdiluvium 12—1300 m tiefer gestanden hat als heute. Die Hebung scheint ruckweise vor sich gegangen zu sein; und dementsprechend finden sich nach J. ELBERT[562]) z. B. auf Sumbava (höchstwahrscheinlich alluviale) Niederterrassen bei 18—20 m, 27—40 m, 65 bis 75 m ü. d. M., ältere Mittelterrassen bei 102—108 m, 130—148 m, 170—178 m und 202—210 m. Die Hochterrassen dieser Insel sind z. T. als Korallenriffe bis 605 m und als ausgedehnte, ebene Abrasionsflächen bis gegen 800 m und höher hinauf bis 12—1300 m als stark von der Erosion zerschnittene Stufen ausgebildet. Ähnliche Verhältnisse bestehen auf anderen Inseln des Archipels, und speziell von gehobenen Korallenriffen erwähnt J. WANNER[563]) Beispiele noch aus 1050 m Meereshöhe auf Timor, wobei von besonderem Interesse ist, daß die gehobenen Korallenriffe auf Timor, wie übrigens auch auf der Weihnachtsinsel (Christmas Island) und Rodriguez im Indischen Ozean, Vavau in der Tonga-Gruppe, und Uvea in der Loyalty-Gruppe durch ihre geneigte Lage Ungleichmäßigkeiten der Hebungsintensität andeuten, die man als Anzeichen für „Verbiegungen" der Erdkruste auffassen könnte. „Daß die oberen Terrassen aber diluvialen Alters sind, ergibt sich aus den Beziehungen zu den pliozänen Ablagerungen, die von ihnen angeschnitten werden, sowie aus der Bedeckung mit fossilführendem Ton und der Umrindung mit jungem Korallenkalk" (ELBERT). Die Bewegungsvorgänge, welche die Inseln des Australasiatischen Archipels bezw. die ganze dieselben tragende Scholle (im Ganzen oder in einzelnen Teilen) durchgemacht haben, waren aber noch wesentlich komplizierter und von größerem Ausmaß, als sich durch eine Betrachtung nur der gehobenen Riffkalke ergibt. Das zeigt die ebenfalls weite Verbreitung von z. T. in beträchtliche Tiefen versenkten Riffkorallenmassen, welche sich teilweise als versunkene Strandterrassen dem untermeerischen Abfall von Inseln anschließen. Manche dieser Vorkommnisse, vor allem diejenigen in erheblicheren Tiefen, liegen aber auch weiter von den heutigen Küsten entfernt. So fand die „Siboga"[564]) am 1. September 1900 auf ihrer Station Nr. 177 inmitten der Ceram-See nördlich von Ceram in 1633 m und von da über eine Entfernung von nicht weniger als drei Seemeilen bis zu 1304 m Tiefe große Mengen abgestorbener, rezenter, riffbildender Korallen, z. T. kaum verändert, z. a. T. in den Poren mit Eisenmanganhydroxyden erfüllt, z. T. auch in solche mehr oder minder übergeführt.

Der Fundort liegt etwa 42 km von dem nächsten Punkte entfernt, an welchem noch heute lebende Riffkorallen sich finden. Es dürfte hier also zwischen etwa 1300 und 1600 m Tiefe eine versunkene Riffmasse vorhanden sein. Ähnliches scheint auch eine Prüfung der Seekarten zu ergeben, wenn man auch, wie eingangs und an anderer Stelle in diesem Bande erwähnt wurde, in dieser Hinsicht nicht vorsichtig genug sein kann. „Auf Sumba z. B., das in besonders schönen submarinen Terrassen abfällt, befinden sich" — sagt ELBERT — „die Korallenkalkstufen an der Nordküste ungefähr bei 65—80, 90—115, 125—140 m, eine besonders ausgedehnte bei 175—200 m unter dem Meeresspiegel, und das tiefste Vorkommen liegt bei 463 m, sodaß das Land früher mindestens um diesen Betrag höher gewesen sein muß. Die Nachbarinsel Sumbawa dürfte um mindestens 304 m, ferner Lombok um 430 m, Bali 837 m, Südwest-Celebes 450 m, Tukang-besi-Inseln 1453 m, Ceram (NO) 1633 m, Halmaheira (NW) 1631 m, Nord-Celebes 1361 m, Lucipara-Eiland südwestlich von Banda 1093 m, Ost-Timor 889 m, Kei 830 m und Flores 509 m gesunken sein . . . . In den Meeresstraßen liegen infolge der lokalen Landeinbrüche die Korallenkalke natürlich noch tiefer, in der Sula-Straße bei Ombi-majo 2542 m, Halmahera im Norden von Majo 2878 m, Sangi zwischen dem Nordarm von Celebes und Mindanao 3924 m und südöstlich Sangi 2878 m. Leider ist das Netz der Lotungen und die Zahl der Grundproben für die größeren Meerestiefen noch zu unvollständig, um genaue Angaben über die Gesamtsenkung, den stufenförmigen Abfall und die Tiefe der sekundären Einbrüche machen zu können. Wie aber die obigen Werte beweisen, haben die Inseln früher z. T. um mindestens 1000, wahrscheinlich 1600 m höher gelegen als heute." Zusammen mit den Vorkommen gehobener Korallenkalke ergibt sich aber hieraus zunächst eine allgemeine Senkung um ca. 2800 m, welche im Frühdiluvium begann und wohl für den Zusammenbruch des alten austrasischen Festlandes verantwortlich zu machen ist; ihr folgte eine noch im Alluvium bemerkbare Hebung um mindestens 1200—1300 m, die im Wesentlichen den heutigen Zustand herbeiführte. Das mag genügen, um zu zeigen, wie wertvoll für Fragen der speziellen, wie auch der allgemeinen Tektonik weitere eingehende Untersuchungen gerade des Bodens dieses Mittelmeeres sein würden.

Die Mitte der Celebes-See wird von kalkarmen Sedimenten eingenommen, welche durch ihre Kalkarmut an Roten Tiefseeton erinnern, in ihren übrigen Eigenschaften aber nähere Verwandtschaft mit Blauschlicken verraten. Gleichwohl sind sie von BÖGGILD, der diese Bedenken durchaus ins rechte Licht stellte, als „Rote Tone" kartiert worden. In den äußeren, flacheren Teilen der Celebes-See kommt nach Westen zu blauer Schlick, nach Osten Vulkanischer Schlick vor. Die Molukken-Passage wird von Vulkanischem Schlick bedeckt, der nach

Süden in blauen Schlick übergeht. Auf den bisherigen Karten war hier nach dem Vorgange von MURRAY ein langer Streifen von Globigerinenschlamm angegeben, der sich vom Pazifischen Ozean gegen die Sula-Inseln erstreckte. BÖGGILD konnte keinen Beweis für die Existenz dieser Ablagerung finden — denn die „Siboga"-Station 135 lieferte vielmehr eine Grundprobe mit nur 16,5 % $CaCO_3$ —, und er hat es daher vorgezogen, den Globigerinenschlamm hier ganz fortzulassen. In die Halmaheira-See, für welche MURRAY Korallenschlick angegeben hatte, hat BÖGGILD dagegen eine Zunge von Globigerinenschlamm, welche vom Pazifischen Ozean herkommt, hineingezeichnet. Die Makassar-Straße wird größtenteils von blauem Schlick bedeckt, nur im südlichen Teile, auf der Borneo-Bank dehnen sich Schelfablagerungen aus, welche sich von hier aus durch die Java-See erstrecken. Bali- und Flores-See werden von Vulkanischem Schlick eingenommen. Nur im nördlichen Teile der letztgenannten findet sich Globigerinenschlamm, der sich vom südlichen Teile der Makassar-Straße aus wie ein Gürtel südlich von Celebes bis in die Banda-See hineinerstreckt, wo er in Tiefen unterhalb von 4000 m durch „Roten Ton" von demselben Gepräge wie in der Celebes-See ersetzt wird. Die Verbreitung dieser Bodenart ist, soweit wir bis jetzt wissen, sehr unregelmäßig. Westlich der Banda-Inseln findet sich eine kleinere isolierte Partie von Globigerinenschlamm, welche den nordöstlichen Teil des die Lucipara-Inseln tragenden submarinen Siboga-Rückens, der nach beiden Seiten in Tiefen von über 4000 m absinkt, krönt. Die übrigen Teile der Banda-See werden gegen Westen und Süden von Vulkanischem Schlick, gegen Norden und Osten von Blauschlick eingenommen.

Nach der Verbreitung jungvulkanischer Komponenten, deren Vorhandensein den Vulkanischen Schlick vom eigentlichen Blauschlick unterscheidet, hat BÖGGILD auf seiner Karte auch diejenigen Gebiete des Meeresbodens besonders herausgehoben, welche solche Komponenten enthalten, was in manchen Fällen jedenfalls gewisse Schlüsse auf submarinen Vulkanismus gestattet. Hiernach sind zwei jungvulkanische Gebiete zu unterscheiden, eines im Nordosten, das andere im Süden unseres Mittelmeeres. Die West- und Südgrenze des ersteren, welches nur einen Zipfel des größeren ostasiatischen Vulkangebietes darstellt und in welchem — soweit unser Gebiet in Frage kommt — die Philippinen-Insel Mindanao und Halmaheira die ausgedehntesten Inseln sind, verläuft von den Sulu-Inseln herkommend quer durch die Celebes-See, kreuzt den Nordostzipfel von Celebes und den Ausgang des Golfes von Tomini, um dann in östlicher Richtung Halmaheira, Batjan-Insel und Waigeu einschließend durch die Dampier-Straße in den Pazifischen Ozean hinaus zu ziehen. Hierbei bleiben die Sula-Inseln, Obi Major, Misool, sowie Neu-Guinea samt Batanta- und Salawatti-Insel in dem nichtvulkanischen

Gebiete. Das südliche vulkanische Gebiet umfaßt den gesamten jungvulkanischen Inselbogen, welcher sich von Sumatra über Java einschließlich Madura, weiter über Bali, Lombok, Sumbawa, Flores . . . . Wetter . . . . und Dammer-Insel umbiegend bis zu den Banda-Inseln hinzieht. Im Norden bleiben der nördliche Teil der Java-See, die Borneo-Bank, der größte Teil von Celebes mit Ausnahme des Makassar-Zipfels, auch die Insel Buton außerhalb dieses Gebietes. Das gleiche gilt für jenen Inselbogen, welcher das Banda-Becken mit seiner tiefen Einsenkung des Kei-Grabens nach außen abschließt und bei Buru beginnend sich über Ceram (einschließlich Ambon) bis nach Timor Laut erstreckt. Sodann sind Sumba, die kleine Savu-Insel, Rotti und Timor, sowie das noch mehrere kleine Inseln enthaltende Meeresgebiet zwischen letzterem und Timor Laut nicht vulkanisch. Auch die etwas außerhalb des letztgenannten Inselbogens liegenden Kei-Inseln fallen außerhalb der vulkanischen Zone; daher besteht hier die Möglichkeit für die Bildung Glaukonit-führender Sedimente, welche gerade aus dem Meere südwestlich von Neu-Guinea. schon durch die Fahrt des „Challenger“ bekannt geworden sind.

## C. Der Pazifische Ozean und seine Nebenmeere

### I. Der Pazifische Ozean

Die neueste kartographische Darstellung der Verbreitung der modernen Meeressedimente in diesem Ozean verdanken wir der Arbeit von MURRAY und LEE aus dem Jahre 1909; sie bildet auch die Grundlage unserer Kartendarstellung.

Schelfsedimente und hemipelagische Ablagerungen umgeben die kontinentalen Küsten des Pazifischen Ozeans, sowie die kontinentalen und vulkanischen Inseln, so Japan, die Philippinen, Neu-Guinea, die Salomonen, die Neuen Hebriden, Tasmanien und Neuseeland.

Auf die Verbreitung der ungezählte, felsige Untiefen bildenden Korallenriffe, auf welche die Schiffahrt in diesem Ozean so intensiv wie in keinem anderen Rücksicht nehmen muß, und auf die der im Umkreis derselben auftretenden Korallensande und -schlicke im Einzelnen einzugehen, ist hier nicht möglich. Für die der ersteren ist die besondere Darstellung von L. JOUBIN[376]) einzusehen. Die Südsee ist das klassische Gebiet, in dem man Saum- und Wallriffe, aber auch echte Atolle, oft in einer einzigen Inselgruppe miteinander vereinigt, studieren kann. Hier streiten sich gleichsam vulkanische Kräfte und Korallentätigkeit um die Herrschaft, und was den einen nicht immer gelang — Inselneubildung —, das führte die andere vielfach, mit besserer Aussicht auf Bestand, zu Ende.

Um nur einige Beispiele für die drei verschiedenen Hauptarten der Riffe im Pazifischen Ozean zu geben, mögen für das Vorkommen echter Küstenriffe genannt werden in der Südsee die Elisabeth-Insel, die Schiffer- und Freundschaftsinseln, die Neuen Hebriden und (z. T.) die Salomonen, im nördlichen Pazifischen Ozean die Sandwich-Inseln (Hawaii), die Marianen; auch einige Inseln des Chinesischen Meeres könnten hier angeschlossen werden; als Beispiele von Wallriffen wären zu nennen dasjenige vor der Küste NO-Australiens, das Barrier-Riff Neu-Caledoniens, sowie Riffe der Fidschi-Inseln und (z. T.) der Salomonen. Echte Atolle, die sich vielfach zu Archipelen zusammenschließen, finden sich vor allem in den Gruppen der Niedrigen (Paumotu- oder Tuamotu-) Inseln, der Ellice- (oder Lagunen-!) Inseln, der Gilbert- und Marshall-Inseln, sowie der Karolinen.

Auffallend arm an Riffen sind die pazifischen Küsten des amerikanischen Kontinentes. Die Westküsten Südamerikas sind wegen der dort herrschenden kalten Meeresströmungen (Peru-Strom) der Korallenriffe überhaupt bar. Die „Riffe“ im Golf von Panama und den angrenzenden Meeresgebieten der mittelamerikanischen Küste des Pazifischen Ozeans bestehen aber nach Dana hauptsächlich nur aus Baumkorallen (Dendrophyllia), Porenkorallen (Porites), biegsamen Gorgonien und Pilzkorallen (Fungia), während die rasenbildenden Sternkorallen (Astraea und Verwandte) und ästigen oder schirmförmigen Madreporen fehlen. Echte Riffbildungen von nennenswerter Ausbildung kommen daher hier ebensowenig vor wie bei den Galápagos-Inseln.

Was übrigens die Inseln dieses Ozeans anbetrifft, so hat man in demselben schon lange zweierlei Arten derselben unterschieden — wobei allerdings die ganz großen „kontinentalen“, wie Neu-Guinea und Neuseeland, außer acht bleiben —, nämlich die eigentlichen Koralleninseln, auch als niedrige Inseln bezeichnet, und die hohen vulkanischen Inseln. Die letzteren können natürlich wieder, ebenso wie Festlandsküsten, soweit sie im Gebiete des Korallenriffbaues liegen, von Korallenriffen umgeben sein. Zieht man mit J. Dana, wie es auf der umstehenden Skizze (Fig. 137), auf welcher die Korallenriffverbreitung nach der älteren Darstellung in Berghaus' Physikalischem Atlas wiedergegeben ist, eine Linie, welche von der Pitcairn-Insel (etwa 25° S. Br. und 130° W. L.) nach NW zu den Palau-Inseln reicht, so hat man südlich davon fast nur hohe Inseln, nördlich davon die niedrigen Koralleninseln[565]). Immerhin wird hierbei doch im Auge zu behalten sein, daß auch die „niedrigen“ Koralleninseln, wie schon im I. Bande auseinandergesetzt wurde, z. T. sicher Krönungen submariner Vulkankegel sind. Im übrigen ist über die geotektonische Zugehörigkeit der einzelnen Regionen der inselreichen Südsee, deren Verschiedenheit auch durch jene Danasche Linie gekennzeichnet wird, ebenfalls in jenem Bande

nachzulesen, der auch eine Antwort auf die Frage versucht, ob und inwieweit die Südsee wirklich einem ungeheuren Länderkirchhof gleicht, in welchem die zahllosen Atolle gleichsam als Leichensteine hervorragen, wie man wohl gesagt hat.

Auf Einzelheiten bezüglich der auch hier vorkommenden gehobenen Korallenriffe (Fig. 138) einzugehen, müssen wir uns versagen.

Blauschlicke ziehen sich im Pazifischen Ozean, zumal in den den ostasiatischen Inselbögen vorgelagerten Grabengebieten, nicht selten bis in bedeutende Tiefen hinab, und auf weiten Strecken der pazifischen

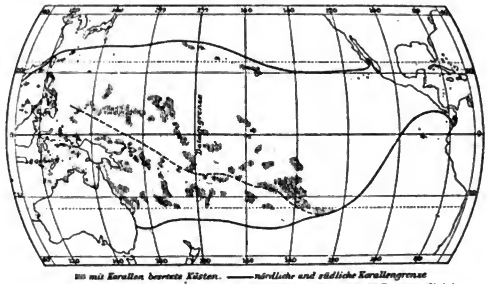



Fig. 137.

**Kärtchen des tropischen Teiles des Pazifischen Ozeans in flächentreuer Projektion nach dem Mollweideschen Entwurf mit Einzeichnung der Verbreitung der Korallenriffbildungen nach Berghaus' Physikalischem Atlas und der Trennungslinie zwischen den hohen und den niedrigen Inseln nach J. Dana. Aus dem Segelhandbuch der Deutschen Seewarte für den Stillen Ozean. Hamburg, 1897, p. 5, Fig. 1.**

Umrandung beobachtet man einen direkten Übergang derselben in Roten Ton, wie dieses in den beiden anderen Ozeanen nur als Ausnahme (südlich der Neufundlandbänke und vor den Sunda-Inseln) festgestellt werden kann. Gerade die Art der Sedimentation in den Tiefseegräben ist aber nicht nur an sich von Interesse, sondern auch im Hinblick auf paläogeographische Erwägungen auf Grund fossiler Sedimente. Leider stehen die Untersuchungen der Bodenproben, welche J. N. M. S. „Edi" und der Kabeldampfer „Stephan" im Anfange des Jahrhunderts in dem Grabengebiete des westlichen Pazifischen Ozeans gelotet haben, noch aus. Doch gibt das von Schott und Perlewitz bearbeitete Lotjournal wenigstens vorläufige Auskunft. Hiernach sind die Grabentiefen im allgemeinen von Rotem Ton bedeckt, der bei dem gegen Osten erfolgenden Aufstieg zu den mittleren Tiefen der eigentlichen pazifischen Tiefsee auch

wohl von Globigerinenschlamm abgelöst wird. Aber es gibt hiervon doch bemerkenswerte Ausnahmen, so im Riukiu- (Liu Kiu-) Graben. In der Tiefe dieses Grabens „fand sich" — so schreiben die beiden Autoren — „»blauer Schlick«, an seinen Abhängen roter Ton, während noch höher hinauf, nach dem Kontinent zu, der Boden mit Sand und kleinen Steinen bedeckt war. Auf dem 200—300 m tiefen Liu Kiu-Rücken selbst fanden sich vielfach Korallen. Die Förderung von »blauem Schlick« aus den größten Tiefen des Liu Kiu-Grabens bei allen Lotungen des Dampfers „Stephan" ist sehr auffällig, da der blaue Schlick im ganzen als ein terrigenes Sediment zu gelten hat; auf der Sohle der übrigen Gräben liegt vorwiegend roter Ton. Welche Beschaffenheit dieser „blaue Schlick" hat, ob er wirklich ein terrigenes oder doch vielleicht ein pelagisches Sediment ist, läßt sich vorläufig nicht entscheiden. Be-



Fig. 138.
**In Zerstörung begriffenes, mit Palmen bestandenes Inselchen aus gehobenem Korallenkalk ringsum mit Brandungshohlkehlen. Südsee. (Lichtbilderverlag Theodor Benzinger.)**

merkenswert aber ist es, daß auch „Edi" die einzige Bodenprobe, die dies Schiff aus dem Grabentief genommen hat, als »grauen Schlick« bezeichnet und von Liu Kiu aus, jenseits des Grabens, ebenfalls durchweg »Schlick« findet." Diese Feststellungen bezüglich des Riukiu-Grabens finden nun durch die späteren Lotungen des „Planet" im Philippinen-Graben, bei deren Ausführung der Geologe Erich Horn anwesend war, eine Bestätigung und Ergänzung, welche schon bei Gelegenheit der tektonischen Deutung der Gräben kurz gestreift wurde. Nach Horn wird der ganze steile Abfall von den Inseln bis in die Grabentiefe hinab mit chersogenem Material überschüttet und zwar in solchem Betrage, daß Tiefe, Druck, Wassertemperatur und Kalkauflösung, welche sonst im offenen Ozean die Sedimentation beherrschen, auf den Charakter des Sedimentes fast ganz ohne Einfluß bleiben. Wohl finden

sich in den Ablagerungen oberhalb von etwa 5000 m häufig Globigerinen und andere Kalkschälchen, unterhalb dieser Tiefenlinie wenig oder gar keine, aber der Charakter des Sediments ist auf dem ganzen Abfall bis in die größten Tiefen hinab ganz einförmig und gleichartig und derselbe „kann nur als grauer Schlick" (wir würden sagen: blauer Schlick) „bezeichnet werden". Der Schlick aus der größten Tiefe des Philippinen-Grabens, die mit ihren 9788 m zurzeit die überhaupt größte bekannte Tiefe darstellt, enthält z. B. Quarzkörnchen von 0,15 mm und darüber! Da diese Tiefe aber nur etwa 75 km vom Lande entfernt liegt, beträgt das Gefälle rund 1 m auf 8 m Horizontalerstreckung und entspricht einem Böschungswinkel von 7—8°. Es werden daher hier submarine Rutschungen an der Tagesordnung sein und Sedimente vom Charakter der Flachwasserablagerungen bis in die größten Tiefen führen können. Weitere Untersuchungen werden zu zeigen haben, ob nicht auch der „blaue Schlick" der Tiefen des Riukiu-Grabens in dieser Weise gedeutet werden darf.

Grünsande und -Schlicke finden sich immer in relativer Küstennähe, u. a. an der Ostküste von Japan, im Nordosten von Neuseeland und längs der Westküste der Chatham-Insel, aber doch nirgends von solchem Reichtum an dunkelgrünen Glaukonitkörnern wie in 200—700 m Tiefe längs der kalifornischen Steilgestade.

Während im Atlantischen und Indischen Ozean der Globigerinenschlamm das vorherrschende Sediment ist, nimmt im Pazifischen Ozean mit seinen enormen Küstenfernen der Rote Tiefseeton diesen Rang ein. Roter Ton tritt hier nach unseren bisherigen Kenntnissen in neun voneinander getrennten Gebieten auf, von welchen indessen vier nur eine geringe Fläche einnehmen. Eines von diesen basiert auf einer einzigen Lotung südwestlich von den Galápagos-Inseln, ein zweites liegt westlich der Neuen Hebriden, ein drittes im Zentrum des Korallen-Meeres, das vierte endlich in dem Meere zwischen Neuseeland, Neucaledonien und den Fidschi-Inseln. Von den größeren Flächen, welche dieses Sediment einnimmt, liegt eines in den tiefen Gewässern zwischen Neuseeland, Tasmanien und Australien, zwei schließen sich an die hemipelagischen Bildungen im Westen von Südamerika an, und zwar erstreckt sich das eine von 5—35° S., das andere von 45° bis fast 60° S. Die beiden übrig bleibenden Gebiete sind bei weitem die größten. Sie mögen im Anschluß an MURRAY & LEE das Nordpazifische und das Südpazifische genannt werden, obwohl das erstere um 18 Breitengrade nach Süden, das zweite um 8 Breitengrade nach Norden über den Äquator hinüberreicht. Das Südpazifische Tongebiet, die Mitte des Südpazifischen Ozeans einnehmend, wird von Globigerinenschlamm und Radiolarienschlamm umgeben. Das größere Nordpazifische reicht von den Blauschlickböden vor den ostasiatischen Inselkränzen im Westen bis zu den

ebenfalls von Blauschlick und verwandten Sedimenten bedeckten Steilgestaden des Nordamerikanischen Kontinentes im Osten, von dem Rande des Nordpazifischen Diatomeenschlammes im Norden bis zu den tropischen Globigerinen- und Radiolarienschlammflächen im Süden. Die vulkanischen Komponenten der nordpazifischen roten Tone sind vor allem schwer zersetzbare, saure vulkanische Gläser (Bimssteine) in chemisch wenig veränderter, aber im allgemeinen mechanisch oft sehr fein verteilter Form, während in den roten Tonen des südlichen pazifischen Ozeans basische vulkanische Gläser vorherrschen, deren viel leichtere Zersetzbarkeit zur Bildung palagonitischer Substanzen und zur Ausscheidung von Manganverbindungen führt.

Radiolarienschlamm bedeckt zwei große und zwei kleinere Flächen in den tropischen Teilen des Ozeans. Die bedeutendste erstreckt sich in westöstlicher Richtung nördlich und südlich des 10. Grades nördlicher Breite von 165°—80° westlicher Länge; sie ist im Allgemeinen verhältnismäßig zur Länge schmal, verbreitert sich aber vor der mittelamerikanischen Küste. Die merkwürdige Form dieses Gebietes und ihr ungefähres Zusammenfallen mit der hochtemperierten, ostsetzenden Äquatorial-Gegenströmung, die sich im Golf von Panama nach Süden und Norden gabelt, legt die Annahme nahe, daß die Lage dieses Gebietes in letzter Linie auf Einflüssen beruht, welche die Meeresströmungen auf die Planktonverteilung ausüben. Ein zweites Gebiet mit Radiolarienschlamm-Boden erstreckt sich von 8° N. bis 12° S.-Breite und von 180° W. bis 164° W.-Länge. Von den übrigen kleineren Gebieten fällt eines zusammen mit den großen Tiefen des Marianen-Grabens zwischen 143° und 147° O. und 12—15° N., zwei andere liegen im Südpazifischen Ozean, eines zwischen 3° und 8° S., 151° und 153° W., das andere auf 10° S.-Breite und 156° W.-Länge.

Globigerinenschlamm bedeckt zunächst ein großes, aber sehr unregelmäßig gestaltetes Gebiet im südlichen Pazifischen Ozean, welches aus zwei Teilen besteht, die aber im Süden in schmalem Zusammenhange stehen. Der östliche Teil, etwa der Osterschwelle entsprechend, erstreckt sich von 8° N.- bis 56° S.-Breite und berührt an zwei Stellen — unter dem Äquator und um 40° S.-Breite — das Band hemipelagischer Sedimente, welches den Steilabfall Südamerikas begleitet. Der westliche Teil ist viel kleiner und erscheint durch eingestreute Gebiete mit Bedeckung von Rotem Ton, Pteropodenschlamm oder hemipelagischen Bildungen, sowie durch zahlreiche Inselaufragungen in seiner Einheitlichkeit beeinträchtigt; er erstreckt sich von den Küsten Australiens und Tasmaniens bis zur Chatham-Insel, den Kermadec- und Freundschafts-Inseln. Ein weiteres Gebiet von Globigerinenschlamm liegt im zentralen Teile des Ozeans zwischen 133° und 165° westlicher Länge und reicht im

Norden bis 12° über den Äquator hinaus, während im Süden 2° S.-Breite auf eine lange Strecke die Grenze bildet. Weitere, ebenfalls noch beträchtliche Areale umgeben die Inselgruppen der Karolinen, der Marshall-Inseln und des Gilbert-Archipels, kleinere umrahmen eine große Zahl der einzeln im Ozean verstreuten Inseln oder bedecken die Gipfel und Flanken submariner Erhebungen. Im Allgemeinen nimmt der Globigerinenschlamm geringere Tiefen ein als der Rote Ton; doch sind neuerdings in einigen Fällen bemerkenswerte Ausnahmen von dieser Regel festgestellt worden, welche eine besondere Erklärung fordern, die indessen noch aussteht.

Pteropodenschlamm scheint dem nördlichen Pazifischen Ozean zu fehlen. Das nördlichste und gleichzeitig östlichste der bisher bekannten Vorkommen dieses Sedimentes liegt unter 9° S. und 139° W. westlich der Marquesas-Gruppe. Nächst benachbart sind Vorkommnisse im Paumotu-Archipel. Verschiedene, von Pteropodenschlamm eingenommene Gebiete gehören endlich dem westlichen Globigerinenschlamm-Gebiet des südlichen Pazifischen Ozeans östlich von Australien an, so eine große Fläche in der Nachbarschaft des Großen Australischen Wallriffes, kleinere auf der Balfour-Kuppe (18° 56′ S., 156° 57′ O.), der Britannia-Kuppe (28° 1′ S., 155° 37′ O.), um die Korallenschlicke der Norfolk-Insel, sowie mehrere im Gebiete des Fidschi-Archipels.

Bipolarität kennzeichnet das Auftreten des Diatomeenschlammes im Pazifischen Ozean. Ein schmaleres Band dieses Sedimentes zieht sich angrenzend an die hemipelagischen Bildungen, welche die nordpazifischen Inselkränze begleiten, bei Japan etwas nördlich 40° N.-Breite beginnend, zunächst in nordöstlicher Richtung bis auf 50° N.-Breite und sodann in mehr östlicher Richtung gegen den nordamerikanischen Kontinent, um vor der Vancouver-Insel unter 50° N.-Breite zu enden. Größere Breite scheint das Diatomeenschlamm-Band der subantarktischen Gewässer zu besitzen, welches die Gebiete nördlich und südlich 60° S.-Breite beherrscht. Es wird südlich des Polarkreises von glazialmarinen Bildungen abgelöst, welche von hier indessen weniger gut bekannt sind, als die entsprechenden Bildungen der beiden anderen Ozeane.

## II. Die Nebenmeere des Pazifischen Ozeanes

Über die Ablagerungen der Pazifischen Nebenmeere können wir mit wenigen Worten hinweggehen. Sie sind sämtlich Bildungen des Schelfs oder aber hemipelagischen Charakters. Daß die ostchinesischen Meere (das „Gelbe Meer“) vor den Mündungen des „Gelben Flusses“ (Hwanghö) und des Yang-tse-Kiang, welche beide aus den Lößgebieten Innerchinas gewaltige Lehmmengen mit sich führen, Rotschlicke ablagern, ist früher

erörtert worden. In ähnlicher Weise ergießt der Colorado seine mit roten Verwitterungsprodukten angefüllten Fluten in das Nordende des Californischen Meerbusens, welches hierdurch zu einem „Roten Meer“ im wahren Sinne des Wortes wird.

## Schlußbemerkung: Die absolute und relative Bedeutung der verschiedenen Sedimentarten im Weltmeere

Es würde noch übrig bleiben, für die Verbreitung der einzelnen Sedimentarten in den drei Ozeanen einige Zahlen anzugeben, welche es ermöglichen, die absolute und die relative Bedeutung derselben zu übersehen. Dieses Beginnen ist nicht ohne Schwierigkeiten, da einmal bei den allmählichen Übergängen der einzelnen Sedimentarten ineinander die Grenzziehung an sich schon eine sehr unsichere Sache ist, außerdem aber auch unsere auf die Lotungen gegründeten tatsächlichen Kenntnisse sich vielfach auf viel zu weit auseinanderliegende Punkte beziehen, als daß man behaupten könnte, schon jetzt mit einiger Sicherheit ein endgültiges Bild entwerfen zu können. Das gilt aber nicht nur für die im Vorigen erläuterten Karten, sondern ebenso für die durch planimetrische Messungen aus diesen gewonnenen Werte folgender Tabelle. Die beste Illustration hierfür ist die Tatsache, daß die neuerdings nötig gewordenen Verschiebungen der Grenze zwischen Globigerinenschlamm und Rotem Ton den ersteren an Stelle des letzteren als verbreitetstes Sediment der Jetztzeit erkennen lassen, welche Tatsache KRÜMMEL, welcher sich der allerneuesten Darstellungen noch nicht bedienen konnte, noch verborgen bleiben mußte. Es ist aber gar nicht ausgeschlossen, daß das Verhältnis sich morgen wieder umkehrt![566]) Die Zahlen der Tabelle entstammen für den Atlantischen Ozean dem Werke von SCHOTT, der sich offenbar auf die von ihm kopierte Karte des „Valdivia“-Werkes stützte; indessen muß hierbei bemerkt werden, daß dieser Autor das Romanische und das Arktische Mittelmeer aus seiner Betrachtung ausschloß, wodurch aber, da sich die folgenden Zahlen nur auf eupelagische Sedimente beziehen, nur geringe Änderungen der Zahlen insbesondere für Globigerinen- und Pteropodenschlamm gegenüber den für den gesamten Ozean einschließlich der Nebenmeere geltenden sich ergeben. Die Zahlen für den Indischen Ozean hat J. MURRAY 1909 in „square miles“ gegeben, diejenigen für den Pazifischen entnahm ich der Darstellung von MURRAY und LEE aus demselben Jahre; auch hier bedeuten die Originalzahlen „square miles“. In beiden Fällen habe ich diese Zahlen aber in qkm umgerechnet und zwar unter Gleichsetzung von 1 square mile mit 2,56 qkm, welches Verhältnis gelegentlich (S. 187) im „Challenger“-Bericht angegeben wurde und auch für die späteren Zahlen seine Gültigkeit haben dürfte.

**Areale der Eupelagischen Sedimente in Millionen qkm und in Prozentanteilen jeweilig für den gesamten Ozean**

| | Atlantischer Ozean | | Indischer Ozean | | Pazifischer Ozean | | Gesamtozean |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Mill. qkm | % | Mill. qkm | % | Mill. qkm | % | Mill. qkm |
| Globigerinenschlamm . | 48,54 | 53,4 | 37,66 | 53,3 | 42,34 | 26,5 | 128,54 |
| Pteropodenschlamm . . | 0,36 | 0,4 | 0,06 | 0,1 | 0,31 | 0,2 | 0,73 |
| Roter Tiefseeton . . . | 13,82 | 15,2 | 11,39 | 16,1 | 75,00 | 47,0 | 100,21 |
| Radiolarienschlamm . . | — | — | 1,59 | 2,3 | 8,52 | 5,5 | 10,11 |
| Diatomeenschlamm . . | 4,55 | 5,0 | 12,02 | 17,0 | 9,29 | 5,9 | 25,86 |

Um auch für die litoralen und hemipelagischen Sedimente wenigstens eine Vorstellung zu geben, füge ich die Zahlen hinzu, welche KRÜMMEL für den Gesamtozean (einschließlich der Nebenmeere) gegeben hat, da an ihrer Größenordnung sich nicht viel mehr ändern dürfte.

Es bedecken vom Boden des Weltmeeres nach KRÜMMEL (1907)

| | |
|---|---|
| Litorale Ablagerungen . . . . . . . . . . . | 33,0 Millionen qkm oder 9% |
| Hemipelagische Ablagerungen . . . . . . . . . | 55,7 „ „ „ 15% |
| Eupelagische Ablagerungen . . . . . . . . . . | 272,7 „ „ „ 76% |

## V. Abschnitt

# Nutzbare Materialien am Meeresboden

(Vergl. Tafel VII und Anm. [567])

**Vorbemerkung**

Das Meer ist zwar die Quelle des Lebensunterhaltes und Wohlstandes ganzer Völker oder Bevölkerungsstände, aber die marinen Produkte, deren der Mensch sich zum Zwecke der Nahrung usw. bemächtigt, gehören hauptsächlich dem Pflanzen- und Tierreich an und fallen somit großenteils aus dem Rahmen der vorliegenden Darstellung heraus. Immerhin sollen zunächst noch einige kurze Hinweise doch jenen hierher gehörigen organischen Produkten des Meeres gewidmet werden, welche durch ihre benthogene Herkunft die meisten Beziehungen zum Meeresboden besitzen und daher bereits z. T. in vorhergehenden Abschnitten hier und da erwähnt wurden [568]). Die Mitbehandlung dieser Dinge in einer „Geologie des Meeresbodens" dürfte aber um so mehr Berechtigung haben, als der Mensch hier und da zum Zwecke der Gewinnung oder Konservierung dieser Meeresschätze nicht unbedeutende Eingriffe in die von der außer ihm liegenden Natur abhängigen Gleichgewichtszustände macht und diese damit — sicher oft nicht zum Besseren — verschiebt [569]). — Beginnen wir mit den Pflanzen.

### Produkte des pflanzlichen Benthos

**Verwendung von Seetangen (und Seegras) insbesondere als Dünger, zur Jod- und Kaligewinnung usw.**

Die von den Wellen losgerissenen und von der Brandung auf den Strand geworfenen Massen von Seetangen werden von der Küstenbevölkerung nicht selten direkt als Dünger verwendet. Die verschiedenen Tange haben aber offenbar verschiedene Düngkraft. So benutzen z. B. nach Hess von Wichdorff [570]) die Einwohner von Nimmersatt, Karkelbeck und Mellneraggen unweit Memel den an den Küsten der Ostsee vielfach anzutreffenden Blasentang, Fucus vesiculosus, nicht zum Düngen, wohl aber bringen sie die hier recht häufige Rotalge Furcellaria fastigiata (Huds.) Lamour auf ihre Felder. Diese Alge enthält nach Untersuchungen

im chemischen Laboratorium der Geologischen Landesanstalt in Berlin im trockenen Zustande 3,4 % N.

Seetange dienen an den Küsten unserer Kontinente gelegentlich auch als Streumaterial und Viehfutter. Versuche in letzterer Hinsicht dürften sich auch mit dem Seegras, Zostera marina[571]), lohnen, nachdem K. RÖRDAM[572]) einen nicht unerheblichen Nährstoffgehalt in dieser Pflanze festgestellt hat. Diese Pflanze, welche sich nach Mitteilung desselben Autors auch zur Herstellung von Explosivstoffen vom Typus der Schießbaumwolle eignet, wird im übrigen besonders von den Küsten der Ostsee und des Adriatischen Meeres in großem Maßstabe in den Handel gebracht, um als Roßhaarersatz zum Polstern zu dienen[573]).

Verschiedene Rotalgen oder Florideen dienen in größerem Maßstabe zur Gallertbereitung. So werden zu diesem Zwecke in nordwesteuropäischen Gewässern Gigartina mamillosa und Chondrus crispus gewonnen, welche beide unter dem Namen „Irländisches Moos" (Carragheen) bekannt sind. Andere liefern das ebenfalls zur Gallertbereitung benutzte Agar-Agar; so Gracilaria lichenoides (auch Fucus amylaceus genannt) das Agar von Ceylon, Eucheuma spinosum das Agar von Java und Madagaskar.

Auch die Aschenbestandteile von Meerespflanzen sucht der Mensch sich für seine Zwecke dienstbar zu machen. So kommen z. B. für eine Jodgewinnung von den verschiedenen Seetangen insbesondere Laminaria und Fucus, daneben aber auch das „Irländische Moos" in Frage. Hauptort dieser Verarbeitung ist Glasgow; außer in Schottland erfolgt sie auch in Norwegen, in der Normandie, an der russischen Schwarze Meer-Küste und in Japan. Aber es handelt sich heute wohl überall nur noch um Kleinbetriebe, die indessen schon frühzeitig auch den Kaligehalt der Algen mitverwerteten.

Umfangreichere Versuche, aus Seetang Kalisalze zu gewinnen, sind dann neuerdings besonders außerhalb Deutschlands, welches bei seinen fossilen Kalischätzen solche Versuche nicht nötig hat, vor allem auch als Folge des Weltkrieges mit seinem Kampf um die Rohstoffe, so in den Vereinigten Staaten von Nordamerika, angestellt worden. Indessen leiden die meisten hierbei erzielten Produkte bei sehr niedrigem Kaligehalt an erheblichen Beimengungen von Natronsalzen, Wasser und Kohle und vertragen einerseits keine erheblichen Frachten, anderseits ist ihre Weiterverarbeitung auf konzentriertere Kalisalze nicht rentabel[574]). Besonders mit den an der südkalifornischen Küste in großen Massen vorkommenden Riesentangen Nereocystis luetkeana und Macrocystis pyrifera, welche auf steinigem Untergrund in 10—40 m Wassertiefe wahre Wiesen bilden, sind solche Versuche gemacht worden. Gewinnungsanlagen sind seit 1906 in Betrieb. Stengel und Blätter der zweitgenannten Art enthalten nach J. S. BURD[575]) im frischen Zustande:

| | |
|---|---|
| $K_2O$ . . . . . . | 1,82 % |
| J . . . . . . . | 0,03 „ |
| N . . . . . . . | 0,19 „ |
| $P_2O_5$ . . . . . . | 0,10 „ |
| $H_2O$ . . . . . . | 86,91 „ |

Die Verarbeitung geschieht in der Weise, daß man den das Kali und das Jod enthaltenden Wasserauszug der vorher getrockneten und gemahlenen Masse eindampft, wodurch sich die ganzen Gewinnungskosten natürlich viel zu hoch stellen müssen[576]). Da die Trockenmasse des Tanges bis 30 % KCl enthält, könnte die Ausbeute an sich nicht unbeträchtlich werden. Die Schwierigkeiten sind vielmehr vor allem wirtschaftlicher Art. Einmal sind die Tangerntekosten zu groß (30 M. pro Tonne KCl); denn Großbetriebe können nicht errichtet werden, da dafür niemals genügend Tang in erreichbarer Nähe vorhanden ist und die Verfrachtung des Rohtangs auf weitere Entfernungen sich von selbst ausschließt; vor allem können aber auch die Nebenprodukte der Weiterverarbeitung, so das Jod, wegen zu geringer Nachfrage nicht abgesetzt werden. Und so wurden nach einer neueren Mitteilung von F. FRIEDENSBURG[577]) nach zehnjährigen Bemühungen täglich höchstens 1500 t Rohtang verarbeitet, d. h. nur 50 t KCl erzeugt, ein gänzlich bedeutungsloser Bruchteil des nordamerikanischen Gesamtbedarfs im Frieden. Wahrscheinlich würde die direkte Verwendung der getrockneten und gemahlenen Tangsubstanz für Düngezwecke günstiger sein. Nicht unwichtig für die Beurteilung der Aussichten dieser nordamerikanischen Kaliproduktion ist aber schließlich noch die Frage der Ergänzung der Tangbestände aus sich selbst. Allerdings will man beobachtet haben, daß die allein gewonnenen, bis 100 m Länge erreichenden „Blätter" dieser Riesentange sich, wenn die Stiele unverletzt blieben, in 40—60 Tagen ersetzen; aber die bisherigen Ernteverfahren haben sich in dieser Beziehung als wenig zuverlässig erwiesen, indem sie nicht immer die Erhaltung der Stiele in genügendem Maße gewährleisteten. So droht dieser Produktion neben den anderen schon genannten Schwierigkeiten noch die Gefahr des Raubbaus, und sie steht und fällt mit einer rationellen Bewirtschaftung der vorhandenen Pflanzenbestände, für welche jedoch bei den amerikanischen Verhältnissen besonders gute Aussichten nicht angenommen werden können. Die durch Stürme losgerissenen und an den Strand geworfenen Tangmassen sind jedenfalls für solche Betriebe viel zu geringfügig und in ihrer Menge und ihrem Landungsort viel zu unbeständig, als daß sie ernstlich mit in Rechnung gezogen werden könnten. — Übrigens enthält eine dritte Tangart dieser Meeresregion, Pelagophycus porra, noch höhere Kalimengen, als die beiden oben genannten, tritt aber an Masse gegen jene durchaus zurück.

**Verwendung von Kalkalgen (maërl) als Düngemittel**

Eine gewisse Bedeutung als Düngemittel besitzen die Anhäufungen von Kalkalgen (insbesondere Lithothamnium calcareum Pallas), welche an der Nordküste der Bretagne als „Maërl" oder „Marle", an der Westküste Irlands unter der irrigen Bezeichnung „coral sand" in größeren Massen gewonnen werden. Hierbei wird nicht nur der Gehalt an organischen Substanzen verwertet, weshalb man den frisch gedredschten „maërl vif" dem in Fossilisierung begriffenen „maërl mort" vorzieht, sondern auch der Kalkgehalt. Näheres über diese Bildungen ist in dem Abschnitt über die Schelfablagerungen S. 215, 216 enthalten.

## Produkte des tierischen Benthos

**Gewinnung der Badeschwämme**

Von den niederen Tieren wäre zunächst des in Tiefen von 12 bis 54 m lebenden echten Badeschwammes (Euspongia officinalis L.) zu gedenken, dessen Gewinnung besonders an der nordafrikanischen Küste, von Algier bis nach Ägypten, sowie an den Küsten Istriens und Dalmatiens geübt wird, aber noch mehr an der syrischen Küste, auf Cypern und Kreta, im Ägäischen Meere und im Marmara-Meer von volkswirtschaftlicher Bedeutung ist. Dieser echte Badeschwamm geht im Handel in der Regel unter der Bezeichnung „Éponge fine". Unter den sechs vom Handel weiterhin unterschiedenen Varietäten desselben ist die var. mollissima, der in der Regel becherförmige. schön blaßgelbe, sogenannte feine Levantiner Schwamm, die am meisten geschätzte; sie findet sich besonders vor den kleinasiatischen Küsten und wird im Handel auch wohl „Champignon" genannt. Als „Éponge dure" wird der in der Adria, im Griechischen Inselmeer und an der Küste der Berberei vorkommende Zimokka-Schwamm (Euspongia zimocca) bezeichnet, dessen dunkelbraungelbes Hornskelett härter und fester ist als das des feinen Badeschwammes.

Außerdem wird noch der Pferdeschwamm des Mittelmeeres (Hippospongia equina O. Schm.) als Badeschwamm — „Éponge commune" des Handels — gewonnen. Derselbe ist meist brotförmig und kommt besonders an der afrikanischen Mittelmeerküste vor. Aber auch im Roten Meer (an der Westküste und an den Küsten der Sinaihalbinsel) und im Amerikanischen Mittelmeer liefert der Meeresboden diese unentbehrlichen Dinge. Im letztgenannten Meere wird nur der viel weniger geschätzte Pferdeschwamm, und zwar vor allem in der Umgebung der Bahama-Inseln und an der Südküste von Florida, gewonnen.

Pferde- und Badeschwämme werden mit Dredschen, wie besonders an der Westküste Kleinasiens, sonst aber mit meist vierzinkigen Gabeln von Booten aus losgelöst und heraufgeholt, noch in frischem Zustand geknetet und ausgedrückt, später von den zersetzten Weichteilen

gereinigt und durch eine Behandlung mit angesäuertem Wasser geschmeidig gemacht, oft auch — zur Erhöhung ihres Gewichtes (!) — etwas eingesandet.

Zentralstelle des mittelmeerischen Schwammhandels ist Triest, dessen Umsatz nach einer älteren Schrift von G. VON ECKHEL[578]) im Jahre 1871 über eine Million Gulden an Wert betrug. Neben Triest beteiligen sich aber auch Smyrna und Marseille am Handel mit Badeschwämmen.

### Gewinnung der Edelkorallen

Die zu den Alcyonarien gehörige, rote Edelkoralle (Corallium rubrum Lam.) wird nach JOH. WALTHER in Tiefen zwischen 7 und 273 m, auf felsigem Grund und daher mit Vorliebe an überhängenden Stellen, gefunden. Ihre Gewinnung geschieht hauptsächlich in Tiefen zwischen 80 und 200 m besonders im Mittelmeer zwischen St. Maria di Leuca und Otranto, bei Sciacca vor der Südküste Siziliens und an den Küsten von Algier (namentlich bei Bona und le Calle), im Gebiete der Liparischen oder Äolischen Inseln (von wo mäßig ergiebige Bänke östlich von Vulcano, im Westen von Panaria, im Nordnordwesten von Lipari und nördlich von Salina durch Erzherzog LUDWIG SALVATOR (1894), bezw. A. BERGEAT erwähnt wurden), an den Küsten von Corsica und Sardinien, sowie der Balearen, dann durch die Straße von Gibraltar hindurch bis südlich zu den Canaren, sowie ferner in der Nähe der Capverdischen Inseln St. Jago (S.- und SW.-Küste[579]) und St. Vincent. Aus St. Jago wurden nach amtlichen Berichten im Jahre 1879/80 2914 kg Edelkorallen in einem Gesamtwerte von 16802 portugiesischen Milreis (1 Milr. gleich ca. 4,50 Mk.) ausgeführt. Der Erlös der im Mittelmeer besonders von Torre del Greco bei Neapel aus betriebenen Fischerei auf die durchweg zu Schmuckgegenständen verarbeitete Achse der genannten Alcyonarie wurde um die Jahrhundertwende auf jährlich 2 Millionen Franks geschätzt. C. KELLER gab im Jahre 1895 den Gewinn der Italiener pro Jahr auf 50000 kg im Werte von über 4,5 Millionen Franken an. Gleichzeitig erbeuteten die spanischen Fischer etwa 12000 kg. Gute Ware bringt 40—70 Franks pro Kilogramm. Haupthandels- und Verarbeitungsplätze für die Edelkoralle des Mittelmeeres sind Neapel, Livorno und Genua.

Neuerdings hat die japanische Korallenfischerei der des europäischen Mittelmeeres viel Abbruch getan. An den Küsten des Japanischen Archipels wird das zuerst von DANA von den Sandwich-Inseln beschriebene Corallium secundum gewonnen, das zwar an Gleichmäßigkeit der Farbe hinter der Mittelmeerform zurücksteht, aber bei bedeutenderer Größe besonders für Schnitzarbeiten größeren Umfanges geeignet ist. Bezüglich des Vorkommens der Edelkorallen ist im übrigen eine Arbeit von KISHINOUYE[580]) einzusehen.

**Austernbänke und verwandte Muschelanhäufungen**

Eine außerordentliche Bedeutung in verschiedener Hinsicht — nicht nur für Feinschmecker, sondern auch für Volksernährung und Volkswirtschaft — besitzen die Austernbänke, deren Erhaltung und künstlicher Anlage in Europa schon seit langer Zeit von deutscher, norwegischer und französischer Seite, neuerdings auch in Amerika, wieder volle Aufmerksamkeit zugewendet wird, nachdem schon die Alten sich der Kultur der Auster gewidmet hatten, worauf neuerdings besonders der berühmte Naturforscher Karl Ernst von Baer wieder hingewiesen hat[581]).

Die gewöhnlichen Austern (Ostrea edulis, canariensis usw.) entfalten ihre volle Lebenstätigkeit vom Mittelwasserniveau bis hinab zu 30, 35 und mehr m Tiefe. Sie werden an allen europäischen Küsten, vom südlichen Norwegen, etwa von 65° N. Br. an bis zum Schwarzen Meere einschl. gesammelt. Besonders bevorzugt sind die vom Golfstrom berührten Küstenstrecken.

Die gewöhnliche eßbare Auster (Ostrea edulis) kommt freilebend an der norwegischen Küste bis zum Polarkreis vor, heute aber nur in verhältnismäßig kleinen Mengen. Vor einem bis zwei Menschenaltern wurde die Auster dortselbst noch so häufig gefunden, daß man sie in bedeutenden Mengen nach Rußland, Belgien und anderen Ländern exportierte. So kam damals ein nicht geringer Teil der sogenannten Huitres d'Ostende in Wirklichkeit von der Norwegischen Küste. Da jedoch die Austern auf so nördlichen Breitengraden sich nur langsam vermehren, wurden weit mehr gefangen, als durch natürliche Vermehrung wieder ersetzt werden konnten; und so sah man sich, um der norwegischen Volkswirtschaft dieses Aktivum zu erhalten, in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts genötigt, die künstliche Aufziehung nach französischem Vorbilde zu versuchen. In Frankreich hat man schon lange das Vorkommen der Austern durch eine Ansammlung des Laiches an bestimmten Laichplätzen und eine Umpflanzung desselben an andere Plätze, zum Mästen, reguliert. Auch die norwegische Austernkultur arbeitet mit Wechselbetrieb zwischen Laich- und Mastbassin. Die Bassins sind fast ausnahmslos kleine (im Mittel etwa $^1/_2$ qkm große), 5—10 m tiefe Meerwasserseen im Hintergrunde der Fjorde und durch eine Barre dermaßen gegen das Fjordwasser abgeschlossen, daß in der Regel nur ein Kanal von ganz geringer Tiefe einen gewissen Wasserwechsel zur Flutzeit erlaubt. Geomorphologisch handelt es sich zweifellos um Fälle glazialer Übertiefung. Häufig sind in jenen Kanal zur Stromregulierung noch künstliche Schleusen eingebaut. Diese „Polle" zeigen je nach den (natürlichen oder künstlichen) Kommunikationsverhältnissen mit dem Wasser der offenen Fjorde und je nach den Jahreszeiten und Süßwasserzuflüssen sehr interessante und variable hydro-

graphische Verhältnisse; insbesondere lassen sie infolge Überschichtung spezifisch leichteren, salzarmen über schwererem, salzreicheren Wasser eine sommerliche Wärmeaufspeicherung — nach Art der „Glashauswirkung" gewisser ungarischer Salzseen — erkennen, die es den Austern schon früher, ohne Zutun des Menschen, ermöglichten, in den Pollen besser und reichlicher zu gedeihen, als in den kälteren, offenen Fjorden; für die Kultur der Austern aber gewähren diese Verhältnisse, wenn nötig, unter Anwendung künstlicher Regulierung, die Möglichkeit, den Wechselbetrieb zwischen Laichbassin und Mastbassin vorzunehmen. Laichpolle, von denen man naturgemäß weniger braucht als Mastteiche, erfordern eine um rund 10° höhere Sommertemperatur als Mastpolle. Die abnormen Sommertemperaturen gehen in günstigen Fällen bis über 35° C. hinauf. Die Polle bilden daher sozusagen ein Stück südlicherer Meeresgebiete, und man versteht, wenn H. H. GRAN in einem der wärmsten Teiche (Espevik) eine kleine Crustacee, Paracarthia granii G. O. SARS, auffand, deren nächste Verwandte von der Guinea-Küste bekannt sind, während sich in den benachbarten Fjorden niemals ein Individuum dieser Form gezeigt hat. Weitere Einzelheiten über diese Polle, ihre hydrographischen Verhältnisse und die in denselben betriebene Austernkultur sind einer zusammenfassenden Arbeit von B. HELLAND-HANSEN[582]) zu entnehmen, aus der auch noch über die Sedimente Folgendes nachgetragen sei. In den oberen Wasserschichten der Polle ist zeitweilig ein reiches Tier- und Pflanzenleben, sowohl von benthonischen, wie von planktonischen Formen, zu bemerken. Wenn die Organismen absterben, werden ihre Reste wegen der Abgeschlossenheit der Teiche nicht aus dem Bassin abgeführt, sondern sinken zu Boden, wo sie — mit zufälligen Sedimenten organischen Ursprungs zusammen — eine lockere Schlammschicht bilden, welche in vielen Fällen recht mächtig ist. In den meisten Pollen deckt eine solche Schlammschicht den Boden überall, wo die Tiefe mehr als ein paar Meter beträgt. In dieser Schlammschicht geht eine lebhafte Schwefelwasserstoffentwicklung vor sich, welche insofern eine bedeutende Rolle in der Teichkultur spielt, als das $H_2S$-haltige Bodenwasser beim Aufsteigen in höhere Regionen, wie es durch verschiedene Umstände hervorgerufen werden kann, die Austernkulturen in kürzester Zeit zu vernichten vermag. Die tieferen Teile der Polle gehören also in die Kategorie der „schlecht ventilierten" Meeresteile, und das war der Grund, weshalb schon einmal, bei Besprechung der Sedimentationsverhältnisse des Schwarzen Meeres, in einer Anmerkung [336]) auf dieselben hingewiesen wurde.

Deutschland besitzt, wie ich einer älteren Arbeit von K. MÖBIUS und einer späteren Darstellung von H. GRIESBACH[583]) entnehme, etwa 50 Bänke — nach den „Amtlichen Berichten . . . . ."[584]) sollten es 51 sein —, auf denen Austern gefischt werden, und zwar an der

Westküste Schleswig-Holsteins. Dieselben dehnen sich über ein Gebiet aus, welches 74 km lang und 22 km breit ist. Die kleinste Bank, Oddende bei Amrum, ist 275 m lang und 30 m breit, die größte, Jordsand bei Sylt, 1850 m lang und im Durchschnitt 1250 m breit. Die einzelnen Austernbänke sind an die Flanken der das Wattenmeer durchziehenden, 15—20 m tiefen, schlickfreien Gezeitenrinnen gebunden und so orientiert, daß in der Regel auch bei gewöhnlicher Ebbe noch 2 m Wasser darüber vorhanden ist; und zwar liegen die tiefstgelegenen Austernbänke bei Sylt bis zu 8,3 m unter Hochwasser, einzelne Teile der höchstgelegenen in der Nähe von Föhr dagegen nur 2,7 m unter Hochwasser, sodaß sie bei Oststurm z. T. sogar trocken laufen. Durch jene Rinnen laufen Flut- und Ebbestrom mit einer Geschwindigkeit von 4—6 Fuß in der Sekunde, also ungefähr ebenso schnell wie der Rhein bei Bonn, und verhindern den Absatz des den Austern feindlichen Schlickes. Der Untergrund dieser Rinnen besteht daher ausnahmslos aus grobem Sand, kleineren und größeren Steinen und Muschelschalen. Die Austern liegen meist einzeln auf den Bänken, seltener in Klumpen; oft muß das Schleppnetz mehr als drei Quadratmeter bestreichen, um ein einziges ausgewachsenes Tier aufzunehmen, sodaß man in diesen, wie in vielen anderen Fällen kaum von eigentlichen Austern-Bänken sprechen kann.

Den ergiebigsten und zugleich schmackhaftesten Fang liefern die Ostseite der Insel Sylt und die Nähe der Inseln Amrum und Föhr. Wenige und unbedeutende Bänke dagegen befinden sich bei der Insel Röm, der nördlichen Grenze, und den Inseln Pellworm und Nordstrand, gegenüber der Stadt Husum, der südlichen Grenze des deutschen Austerngebietes.

In den benachbarten dänischen Gewässern sind vor allem die seit 1852 befischten Austernbänke und -kulturen des Limfjordes von einiger Bedeutung. Auf den besten „Bänken“ dieses Gebietes finden sich nach C. G. Joh. Petersen nur 1—2 Austern auf das Quadratmeter Meeresboden. Der Austernfang im Limfjord vermag, selbst bei gesteigertem Verbrauch, den gesamten Bedarf Dänemarks zu decken[585]). Die letzten regelmäßig ausgebeuteten Austernbänke der Ostsee befinden sich an der Insel Läsö im Kattegat und sollen sich von dort gegen die Insel Anholt hinziehen. Schon im Sund und in den Belten finden Austern nicht mehr die ihnen zusagenden Bedingungen, noch weniger aber in der eigentlichen Ostsee. Der Hauptgrund liegt jedenfalls in dem zu geringen Salzgehalte dieses wenigstens in seinen nördlichen und östlichen Teilen schon fast zu einem süßen Binnensee gewordenen Gewässers. Das Minimum des Salzgehaltes, dessen die Auster zum Leben bedarf, ist etwa 17 pro Mille.

Diese Verhältnisse sind früher anders gewesen; denn die „Küchenreste“ (Kjökkenmöddinger) des frühneolithischen Menschen, die sich in ungeheuren Anhäufungen längs der Ostküste Jütlands und auf den dänischen Inseln bis zu den Eingängen der eigentlichen Ostsee hin finden und von den Prähistorikern mit großem Scharfsinn untersucht worden sind, zeigen mit Sicherheit, daß wenigstens der ganze südliche Teil des Kattegats, in dem die Auster jetzt wegen des zu geringen Salzgehalts nicht mehr vorkommt, damals viel salzreicher gewesen sein muß, ein Zustand, welchen wir als durch die Litorina-Senkung bedingt in einem früheren Abschnitt bereits kennen gelernt haben.

Während man sich auf deutscher Seite in der Hauptsache auf eine rationelle Bewirtschaftung der ja nur in bescheidenem Maße vorhandenen Bänke beschränken muß, — auf moderner biologischer Grundlage fußende Vorschläge hierzu sind unlängst von A. Hagmeier[586]) veröffentlicht worden — gehören die britischen Inseln nicht nur zu den größten Austernproduzenten, sondern auch -konsumenten. So ist in London die Auster seit Jahrzehnten Volksnahrung, kamen hier doch schon im Jahre 1867 rund 800 Millionen Stück auf den Markt. In der Themse-Bucht werden die Austern in besonderen Austerngärten oder -parks gezüchtet; von hier gelten diejenigen aus den Zuchtteichen von Whitstable und die von Colchester kommenden sogenannten Grünbärte als die besten.

In Holland sind die Seeländischen Austern von Vlissingen und Middelburg besonders geschätzt, in Westfrankreich diejenigen von Marennes und La Tremblade (beide nördlich der Gironde-Mündung im Dép. Charente-Inférieure gelegen), sowie die Austernbänke der Bucht von Arcachon berühmt. Die Küsten des westlichen Frankreichs besitzen heute drei Austern-„Arten“, von denen jede bestimmte Tiefen innehält. Die seichtesten Bänke werden von der im Jahre 1866 durch einen Zufall angesiedelten portugiesischen Auster, Ostrea angulata, gebildet, welche sich wegen ihrer Widerstandsfähigkeit gegen den Wechsel der äußeren Bedingungen auch für die Züchtungsversuche am besten eignet. Ostrea edulis bildet Bänke in einer Tiefe von 2—72 m, Ostrea cochlear bewohnt Tiefen von 45—184 m.

In Italien, wo schon zur Zeit der alten Römer — etwa ein Jahrhundert vor Christo — Sergius Orata künstliche Austernzucht im Gebiete der Phlegräischen Felder bei Bajä ausführte, sind seit altersher — neben den Austern von Cycicus im (kleinasiatischen) Mysien — besonders die Tarentiner Austern, die von Brindisi und diejenigen aus dem Lucriner-See bei Neapel, der allerdings seit dem Ausbruch und der Aufschüttung des Monte Nuovo im Jahre 1538 verödet ist, besonders beliebt. Das gilt noch heute von den Austern Tarents und von Brindisi. Sonst liefert zurzeit vor allem die nördliche Küste des Adriatischen

Meeres den Hauptbedarf Südeuropas, und von hier gelten die Pfahlaustern des äußersten sehr flachen Winkels der Bucht von Muggia bei Triest und die Venetianischen Arsenalaustern als die besten Sorten.

Von hervorragender Bedeutung ist die Austernfischerei und -kultur auch an der ganzen West- und Ostküste der Vereinigten Staaten von Nordamerika und des südlichen Canada[587]). Während die Art der Westküste als Ostrea lurida bezeichnet wird, gewinnt man an der Ostküste von Norden nach Süden aufeinander folgend Ostrea borealis (an der Südostküste von Grönland und im nordöstlichsten Canada), Ostrea canadensis und schließlich Ostrea virgineana. Der Schwerpunkt der Gewinnung liegt an der Ostküste in der Chesapeake-Bai, wo die unerschöpflichen, natürlichen Bänke 8000 qkm, d. i. eine Fläche gleich der Hälfte des Königreiches Sachsen, bedecken. In New York sollen jährlich so viel Austern wie in London verzehrt werden; und der gesamte Jahresbedarf Nordamerikas wird auf rund 4 Milliarden Stück geschätzt. Wenn aber der Austernproduktion an vielen Stellen der Ostküste, von Massachusetts an bis Virginien, auch noch an der Mississippi-Mündung, durch Anlage von Zuchtbassins und Austernparks nachgeholfen wird, — wobei zur Steigerung des Ertrages als Brutfänger große Massen von Schalen der zu Konserven verarbeiteten Marktaustern, ferner von Steinschlag, ja von alten Konservenbüchsen und anderen Dingen versenkt werden, — so bedeutet dieses doch, ebenso wie die Grundfischerei auf Austern, sehr wesentliche Eingriffe in die Küstengestaltung, bezw. die Geologie des Meeresbodens. — Auch an der mexikanischen Ostküste werden übrigens neuerdings reiche Austernbänke ausgebeutet.

Endlich werden Austern auch an den Japanischen und Chinesischen Küsten gewonnen, besonders große bei Taichou; die größte japanische Bank ist Okayama-ken vor dem südlichen Teile der Hauptinsel Nippon.

Je nach der Lage der natürlichen oder künstlichen Vorkommnisse bestehen manche Verschiedenheiten in Größe, Dickschaligkeit und Schmackhaftigkeit der Austern. So werden z. B. die gewöhnlich als Holsteiner oder Flensburger Austern bezeichneten großen, plumpen, dickschaligen, in Wirklichkeit von Helgoland, Friesland, Schottland und selbst Skandinavien stammenden Austern von den dünnschaligen Schleswiger oder Husumer Austern an Wohlgeschmack übertroffen. Am fettesten und schmackhaftesten wird die Auster übrigens bei 20—30 pro Mille Salzgehalt, und man findet daher, abgesehen von den mittelmeerischen, auch an den Küsten des Atlantischen Ozeans und der Nordsee die beliebtesten Austern an Stellen, wo der Salzgehalt des Meeres entweder durch einen größeren Fluß, der ins offene Meer geht, oder durch kleinere Flüsse, die sich in eine Bucht ergießen, etwas gemildert wird, so die Austern von Havre, im Cancale-Busen, bei der Insel Ré, bei Rochelle, an den Küsten der Grafschaft Kent, im Bereiche

des Themse-Wassers, bei Colchester, ferner bei Ostende usw.. Auch jenseits des Atlantischen Ozeans sucht man sich als Mastplätze für die aus den Brutbassins entnommenen jungen Austern gerne Flußmündungen, Häfen, brackige Teiche aus. Daß zwar die Austern selbst in solchem gemilderteren Wasser sich besser befinden, kann natürlich nicht behauptet werden.

Die natürlichen Austernvorkommnisse, wie auch die Austernkulturen werden von manchen Tieren ganz erheblich geschädigt, u. a. durch die Bohrschwämme (Cliona). Obwohl die Austernschalen nur bis zur innersten, dem Mantel der Muschel anliegenden Lamelle zerfressen werden und die befallenen Tiere sich auch durch Ausscheidung neuer Schalensubstanz zu schützen suchen, gehen sie doch schließlich zugrunde; ob durch eine Vergiftung oder nur infolge der Zerstörung des schützenden Gehäuses, ist — nach L. NICK — nicht bekannt. Nach TOPSENT bekämpfen übrigens die französischen Austernzüchter diese sogenannte „Pfefferkuchenkrankheit“ (la maladie dite du „pain d'épices“), die in der Regel nur über zwei Jahre alte Individuen befällt, indem sie ihre Parke mit einem Schutzwall alter leerer Schalen umgeben, welche die Larven der Bohrschwämme abfangen und dann zuerst zerstört werden; oder sie tauchen die Austern in Süßwasser, welches die Schwämme abtötet. Doch sind die Bohrschwämme nicht die einzigsten Feinde der Austernbänke und -kulturen. Schon ein großer Teil der Larven und jugendlichen Austern fällt Fischen zur Beute; Krebse passen den Augenblick ab, wo das Tier seine Schale öffnet, um sich an ihrem Fleisch zu laben, mehrere Schneckenarten der Gattungen Murex und Purpura, ferner das Wellhorn, Buccinum, bohren sie an und fressen sie aus und, was das merkwürdigste ist, gewisse Seesterne vermögen die Schalen unter Überwindung der Muskelkraft des Schließmuskels der Auster mit Hilfe ihrer Saugfüßchen zu öffnen, um dann ihren Magen auszustülpen und sackartig über die Weichteile des Opfers zu legen. Der Schaden, den gerade diese Seesterne auf den Austernbänken anrichten, kann außerordentliche Dimensionen annehmen; wird doch berichtet, daß Asterias arenicola im Jahre 1888 an den Küsten von Connecticut für 631 500 Dollars Austern vernichtet habe. Nicht selten siedeln sich auch Miesmuscheln in solchen Mengen auf Austernbänken an, daß diese hierdurch gleichsam erstickt werden. Doch — und das gilt für die meisten Lebewesen auch am Meeresgrunde, die ja doch dem überall herrschenden „Kampf ums Dasein“ nicht entzogen sind — „alle diese Feinde haben so lange schon auf Unkosten der Austern gelebt, wie diese selbst. Wenn sie nicht das ihrige in dem Vernichtungskriege gegen die Austern getan, wenn nicht Milliarden von jungen, eben ausgeschlüpften Austern vom Wogenschwalle erfaßt und erdrückt oder vom Sande und Schlamm erstickt würden, so würden die Meere längst zu vollgefüllten Austernbassins geworden sein.

Den größten, wirklich empfindlichen Schaden haben die Austernbänke offenbar durch die durch Menschenhände hervorgebrachte Erschöpfung erlitten und durch die Folgen eines unzweckmäßigen, mit großen Zerstörungen verbundenen Einsammelns. Wo die Bänke nicht so seicht liegen, daß man zur Ebbe die Austern mit der Hand „pflücken“ kann, bedient man sich eines Netzes mit einem schweren eisernen Rahmen, dessen eine am Boden schleppende Kante mit Zähnen, gleich einer Egge, bewehrt ist“. Durch diese Netze „werden förmlich tiefe Löcher





Fig. 139
Oberes Bild: Mangrove-Austern-„Bank“. Keppel-Bai. Küste von Ostaustralien.
Unteres Bild: Mangrove mit Baumaustern bewachsen. Endeavour-Aestuarium, Australien.
Nach Saville-Kent, The Great Barrier Reef of Australia, 1893.

und Furchen in die Bänke gerissen, und der größte Nachteil entsteht nun, indem diese Vertiefungen in kurzer Zeit mit Schlamm ausgefüllt werden, welcher nicht nur eine fernere Ansiedelung an dieser Stelle unmöglich macht, sondern auch die umliegenden, von dem Schleppnetz verschont gebliebenen Tiere tötet“ (H. Simroth). — Ein Teil dieser Schädigungen kann bei der künstlichen Austernzucht vermieden oder doch vermindert werden; indessen ist es nicht Sache unserer Darstellung, uns noch näher mit der Austernkultur zu befassen[588]).

Die sogenannten Baumaustern, Alectryonia crista galli Lin., calcar u. a., gehören den Mangrove-Gebieten der tropischen Meeresküsten an; so kommen sie an den Bahamas, an der Nordküste von Südamerika bis zur Amazonasmündung, im Golf von Guinea, an der Ostküste von Madagaskar, an den Küsten Vorder- und Hinterindiens samt Malakka, an der Südküste von Sumatra und Borneo, auch an der Nordküste Australiens vor (Fig. 139).

Hier möchten wir auch noch einmal der Ansammlungen der eßbaren Miesmuschel (Mytilus edulis L.) gedenken, welche zirkumpolar gesellig lebend sogar bis 90 m Tiefe gefunden wird, vor allem aber in der Uferregion auftritt. An vielen Stellen der zerrissenen, westeuropäischen Felsenküsten, die von starken Gezeiten bespült werden, kann man zur Ebbezeit ein schwarzes, 1—2 Fuß hohes Band über dem Wasserspiegel sehen, welches sich aus unzähligen, mit Byssus festgewachsenen Miesmuscheln zusammensetzt. Wo aber die Gezeiten keinen großen Niveauunterschied zeigen, und auch aus anderen örtlichen Ursachen siedeln sich die Miesmuscheln etwas tiefer an, sodaß sie immer vom Wasser bedeckt bleiben. Besonders gutes Gedeihen findet Mytilus in den nordeuropäischen Meeren und der Nordsee, um von dieser als euryhalines Tier auch in die Ostsee hineinzugehen, wo sie allerdings, je mehr das Wasser sich nach dem Nordosten zu aussüßt, mehr und mehr verkümmert. Überall, wo die Miesmuschel gut gedeiht, benutzt man sie teils als Köder, teils zur Nahrung und hat an manchen Orten eine eigene Muschelwirtschaft und -Zucht eingerichtet; letztere erfolgt in der Regel an Muschelpfählen oder -Bäumen, so z. B. im Limfjord und in der westlichen Ostsee, bei Kiel und Apenrade. Genauere Nachrichten über diese geregelte Miesmuschelzucht, die heute freilich — wegen der Ausdehnung der Marine-Anlagen — teilweise nur noch historischen Wert haben, haben MEYER und MÖBIUS in ihrem schönen Werke über die Fauna der Kieler Bucht gegeben. Vom Limfjord in Jütland berichtet C. G. JOH. PETERSEN, daß ein dortselbst eingesetzter Muschelpfahl nach $2^1/_2$ Jahren im August 1915 42 kg Miesmuscheln trug, von denen 20 kg erste Qualität für den menschlichen Genuß darstellten. Im Mittelmeer wird die Miesmuschel seit langer Zeit bei Tarent kultiviert, neben ihrer Verwandten, der Modiola barbata Lam.

### Über die Gewinnung der Perlen und der Perlmutter

Auf die Gewinnung der Perlen bei Ceylon wurde schon früher, im Abschnitt über die Schelfablagerungen, kurz hingewiesen.

Die Muscheln, welche die Perlen erzeugen[589]), sind vor allem Margaritifera (Meleagrina, Avicula) margaritifera mit verschiedenen Varietäten (so persica — im Persischen Golf, erythraeensis — im Roten

Meer, cumingi — bei den Inseln des südlichen Stillen Ozeans und des östlichen Polynesien, mazatlanica — an den Küsten von Panama und Mexiko und im Kalifornischen Meerbusen; ein Teil dieser Varietäten ist auch wohl als besondere Arten gefaßt worden, wie z. B. Margaritifera mazatlanica Hanley und Margaritifera vulgaris oder fucata (im Persischen Golf, Roten Meer, Indischen Ozean, Malayischen Archipel, an den Küsten von Australien und Neu-Guinea); doch kommen auch noch einige andere Arten derselben Gattung in Betracht, wenn sie auch nicht eine gleich wichtige Rolle wie jene beiden spielen.

Die Perlmuscheln leben in geringer Tiefe, etwa um 20—40 m, manchmal aber in noch flacherem Wasser von nur wenigen Metern Tiefe. Auch andere Meeresmuscheln, bezw. -Mollusken liefern gelegentlich schöne, im ganzen aber doch nur weniger wertvolle Perlen.

Die Perlen, deren Entstehung auf Umhüllung von Fremdkörpern — z. B. Sandkörnern, mindestens z. T. aber auch von gewissen Parasiten — durch den die Perlmutterschicht der Schale abscheidenden Mantel des Tieres zurückzuführen sein dürfte, liegen nicht immer frei zwischen den Weichteilen des Mantels und den Klappen des Tieres, sondern sind häufig mit der Schale verbunden und besitzen auch oft unregelmäßige, von der Kugelform abweichende Gestalt. Der Wert der Perlen wird außer durch ihre Form noch durch die Größe, die Farbe, den Glanz und die sogenannte Klarheit oder das „Wasser" bestimmt. Wegen ihrer Größe sind die zu allen möglichen Ziergegenständen benutzten, unregelmäßig gestalteten, eckigen Beulen- oder Brockenperlen, wegen ihrer gleichmäßigen Rundung die mehr direkt zum Schmuck benutzten Stückperlen besonders wertvoll. Wegen ihrer Farbe werden in Europa und Amerika mehr die weißen, auf Ceylon die rosenfarbenen, im Orient die ins Gelbliche spielenden Varietäten am meisten geschätzt. Außer den beiden schon genannten Formabarten unterscheidet man noch die auf einer Seite flachen Kartenperlen und die nicht gut anbohrbaren und daher nur zur Einfassung von Schmuckgegenständen dienenden Staubperlen. Man spricht auch von Zahlperlen, Unzenperlen und Lothperlen und sortiert die Perlen für den Handel durch 5—10 Siebe mit verschieden großen Durchbohrungen.

Nirgends ist die Perlenfischerei so gewinnbringend wie im tropischen Indischen Ozean. Hier werden die eigentlichen „Perlenaustern" im Roten Meer, im Persischen Meerbusen, an der Westküste von Ceylon zwischen Dutch Bay Point und Negombo (etwa zwischen 7 und $8^1/_2{}^0$ N.), zahlreicher weiter im Norden, ferner im Sulu-Archipel, in der Sharks Bai[590]) (Westaustralien), sowie bei Kap Jaubert an der Nordwestküste Australiens etwa unter 19° S. Br. und im Papua-Golf südlich von Neu-Guinea gefischt. Weitere Fundpunkte liegen an den Japanischen Küsten (Bai von Agu, Provinz Shima) und bei Omura (Nagasaki-ken).

Den Fang der Margaritifera mazatlanica Hanley betreibt man einerseits im Meerbusen von Kalifornien, wie früher auch im Golf von Panama bei den Perlas-Inseln, anderseits aber auch im Meerbusen von Mexiko, sowie an den Küsten Westindiens, hier namentlich in der Umgebung der Karaiben-Insel Margarita, der Perlinsel (westlich von Trinidad vor der Küste von Venezuela gelegen), deren Perlmuschelbänke jetzt freilich sehr erschöpft sein sollen.

Im Persischen Golf liegen die Hauptfischplätze für Perlenaustern im südlichen Teile längs der arabischen Küste und zwar vor der zwischen dem Platze Schardja und der Insel Ser Abu Nair gelegenen „Großen Perlenbank“ nördlich von der Piratenküste gegen W und NW über die Bahrein-Inseln hinaus bis etwa nach der Insel Abu Ali. An der gegenüberliegenden persischen Küste werden heute nur Perlen geringerer Beschaffenheit und in mäßigen Mengen z. B. zwischen Linga und Ras Nabend gefischt; doch scheint dem nicht immer so gewesen zu sein, sagt doch ein persisches Sprichwort von der in der Meerenge von Hormus vor der Persischen Küste gelegenen Insel Hormus: Wenn die Erde ein Ring wäre, so wäre Hormus der Edelstein darin. Im nordwestlichen Teil des Golfes dürften die durch die Gewässer des Schatt al Arab zugeführten Sinkstoffe das Leben der Perlmuscheln beeinträchtigen. Die Perlen von den Bahrein-Inseln waren schon bei den chaldäischen und phönizischen Kaufleuten, die den Transithandel zwischen Indien, Arabien und den Mittelmeerländern unterhielten, eine gesuchte Ware. Hier werden jährlich mit bis zu 4000 Booten, von denen jedes mit 4 bis 40 Perlenfischern bemannt ist, für 5—6 Millionen Mark Perlen gefischt, und zwar geschieht die Gewinnung durch Taucher, welche mehr und mehr mit modernem Tauchgerät ausgerüstet sind. Der Hauptperlmarkt befindet sich auf der kleinen Insel Delma. Im Ganzen sollen zeitweise gegen 30000 Menschen im Persischen Golf mit dem Muschelfang beschäftigt gewesen sein und bis zu 80 Millionen Mark jährlichen Gewinn erzielt haben. Auch Perlmutterschalen hat man neuerdings in größerem Maßstabe ausgeführt [591]).

Andere wichtige und wohl die berühmtesten Perlmuschelbänke überhaupt liegen in einer mittleren Tiefe von 13—18 m an der West- und Nordwestküste von Ceylon und zwischen dieser Insel und der Küste von Madura, an der sogenannten Perlküste. Vor der Nordwestküste der genannten Insel befinden sich die reichen Fanggründe der „Pearl Fishery Camps“, auf denen in günstigen Jahren gegen 50 Millionen Muscheln eingesammelt werden. Hiervon stehen $^2/_3$ der britischen Regierung zu. Jedes Jahr werden nur bestimmte Perlbänke und diese erst wieder nach 6—7 Jahren abgesucht. Der jährliche Gewinn beträgt zwischen 25000 und 200000 Pfund Sterling. 1000 Perlmuscheln werden mit 20—60 Mk. bewertet, schöne Perlen das Stück mit 600—4000 Mk.

verkauft. Da nur verhältnismäßig wenige Muschelindividuen große und gute Perlen enthalten, werden oft hunderte vergeblich geöffnet und damit — vernichtet, ehe man eine brauchbare oder wirklich wertvolle Perle findet. Es ist klar, daß dieses, trotz der erwähnten Schonzeiten, einen Raubbau bedeutet, dem aber vielleicht Einhalt getan werden wird, wenn die Untersuchung der lebenden Schalen mit dem Röntgenverfahren, das DUBOIS hierfür vorgeschlagen, in weiterem Maße als bisher zur Anwendung käme. Man hat auch Versuche mit Verpflanzung der Muschelbrut auf geeignete Plätze gemacht oder solche durch Versenken von Gesteinsstücken auf sandigen Meeresboden herstellen wollen, — von 1906—1911 wurden bei Ceylon etwa 10000 Tonnen Steine zu diesem Zwecke versenkt, — aber bedeutende Erfolge scheinen hierdurch noch nicht erzielt zu sein. — Die Perlbänke von Ceylon sind nach historischen Überlieferungen schon seit über 2000 Jahren bekannt und scheinen sich in dieser Zeit, wie aus den Beschreibungen und der durchaus gleichgebliebenen Art der Befischung hervorgeht, kaum verändert zu haben[592]). Und das, obwohl auch Korallen auf einzelnen Teilen reichlich auftreten, denen man doch im allgemeinen eine erhebliche sedimentbildende Tätigkeit zuschreibt. Aber von einem Zusammenschließen dieser Korallen, zwischen und unter denen der nackte Fels freiliegt, zu förmlichen Rasen und fernerhin zur Bildung eines geschlossenen Riffes, also von einer Erhöhung der Bänke durch die Tätigkeit dieser Korallen ist nichts zu bemerken. „Es scheint vielmehr, als brauchten die Korallen in größerer Tiefe, wenn man so sagen darf, eine gewisse Ellenbogenfreiheit für ein günstiges Gedeihen, und als schlössen sie sich erst nahe der Oberfläche, in ihrem Bestreben nach oben zu wachsen verhindert, infolge seitlicher Ausdehnung dichter“ (zu Riffen) „aneinander . . . . Man sollte doch meinen, es hätte im Laufe der Jahrtausende, nicht allein durch die absterbenden Korallen, sondern in erster Linie durch die Reste der Perlmuscheln, ein Trümmermaterial geschaffen werden müssen, das unweigerlich, wenn auch äußerst langsam, eine Erhöhung der Bank hätte bewirken müssen, doch ist davon nichts zu beobachten. Zwar findet sich an manchen Stellen der Bank, wo Korallen seltener sind, sandiger Boden, bedeckt und untermischt mit Schalen toter Muscheln, und man durfte vermuten, wenigstens hier auf mächtige Lager durch Kalk und Sand verkitteter Fragmente der Kalkbildner zu stoßen, jedoch auch hier findet man beim Aufwühlen des Bodens nur lockeren Sand, durch Strömungen zusammengetragen, und darunter den harten Fels. Betrachtet man die von den Tauchern heraufgebrachten toten Schalen, so zeigen sie sich in ganz eigentümlicher Weise zerfressen, wie ausgelaugt, dünner geworden und in allen Stadien des Zerfalles, ohne daß sich dies etwa allein auf die Tätigkeit bohrender Würmer und anderer Kalkzerstörer zurückführen ließe. Es erweckt

vielmehr den Anschein, als fände in dieser Tiefe ein allmähliches Auflösen der Kalkreste statt, und zwar in stärkerem Maße als die Neubildung statthabe, denn sogar die Oberfläche der nackten Felsen der Bank zeigt Spuren der Zerstörung und Auflösung. Trotzdem Kalkalgen vorhanden sind, nicht nur als knollenartige bis faustgroße Ballen, sondern zu Zeiten auch plattenartig ausgebreitet als Überzug über tote Schalen und abgestorbene Korallen, ist eine Verkittung dieser Fragmente durch sie nicht zu beobachten" (A. VOELTZKOW). Die Perlbänke Ceylons bieten demnach ein Beispiel für außerordentliche Konstanz der am Meeresboden herrschenden Bedingungen durch sehr lange Zeiten, ganz im Gegensatz zu jenen Verhältnissen, wie wir sie früher von der Taubenbank im Golf von Neapel kennen gelernt haben: ein lehrreicher Hinweis darauf, daß man das eine wie das andere — auch für geologische Nutzanwendungen — nicht verallgemeinern darf.

Neuerdings wird, hauptsächlich durch Japaner, auch im Gebiete der Philippinen, auf Perlmuschelbänken, die sich von Mindanao bis nach Borneo hinüberzuziehen scheinen, mit gutem Erfolg auf Perlen gefischt[593]). Die hier vorkommende Perlmuschel ist die Goldlippenperlauster oder Suluperlmuschel; die meisten Muschellager werden dort gefunden, wo der Boden aus feinem Sand besteht, der mit kurzen Seegräsern bewachsen ist. Die jährliche Ausbeute ist 300—400 t an Perlmuschelschalen, sowie eine erhebliche Anzahl schöner Perlen. Der Wert der Perlschalen beträgt bis zu 200000 Dollar, der der Perlen etwa $^1/_2$ Million Dollar. Die Perlen sollen zwar zum größten Teil klein sein; doch ist der Prozentsatz der großen, wertvollen Perlen größer als auf den australischen und niederländisch-indischen Bänken und groß genug, um die Fischerei lohnend zu gestalten. Auch dürfte bei der ungeheueren Ausdehnung der Perlmuschelbänke im Gebiete der Philippinen eine Erschöpfung, wie sie den Betrieben von Ceylon immer mehr droht, vorerst nicht zu befürchten sein.

Außer den Perlen werden auch die Schalen der Perlmuscheln bezw. ihre inneren Teile, die Perlmutter, vielfach verwendet, zur Verfertigung von Knöpfen, Messergriffschalen und im Kunstgewerbe. Die schlechteren Stücke sollen in Asien sogar wie Dachziegel benutzt werden. Aus den Schloßteilen der Perlmuschel schneidet man den wie Labradorstein schillernden sogenannten Pfauenstein. Auch die marinen Schnecken Turbo, Cassis, Haliotis[594]), Strombus, sowie der Nautilus liefern neben Perlen noch Perlmutter, die aber sehr verschiedenartig und -wertig ist, von fast reinem Weiß bis Grau mit schönem Silberglanz, gelber Tönung, rot, blau, grün usw..

Gewisse Sorten von Perlmutter, wie die von Makassar, Bombay, Sydney, Manilla, Panama, Tahiti werden bevorzugt. Die Mehrzahl der Perlschalen von den Philippinen wird noch ausgeführt; doch hat sich

auch hier schon die Industrie ihrer Verarbeitung angenommen, um Knöpfe daraus zu fabrizieren. Perlmutterschalen bilden auch einen bedeutenden Prozentsatz der Ausfuhr Arabiens; sie wurden — bis zum Kriege — von den Dampfern des Österreichisch-ungarischen Lloyds in ganzen Ladungen nach Triest verschifft oder in schönsten Stücken nach Jaffa und Jerusalem gebracht, woselbst sich ein ansehnlicher Industriezweig zur Erzeugung von Perlmuttergegenständen gebildet hat.

### Benutzung von Muschelanhäufungen zum Kalkbrennen

An Küsten, deren Strandflächen gelegentlich große Mengen angespülter Muschelschalen tragen, werden diese, falls das Hinterland keinen Kalk zu liefern vermag, zum Kalkbrennen und damit zur Mörtelfabrikation benutzt, so z. B. in Holland. Von Island wird solches speziell von den Schalen der Miesmuschel (Mytilus) berichtet. Auch an den deutschen Küsten der Nordsee hat dieses früher in großem Maßstabe stattgefunden, wie K. MÖBIUS 1871 geschildert hat: „Ein großer Theil des Kalkes, den man im westlichen Theile von Schleswig-Holstein zum Bauen verwendet, wird aus Muschelschalen gebrannt, welche bei Ebbe auf trockenliegenden Stellen des Wattenmeeres in Böte oder Wagen eingeschaufelt werden. Nach amtlichen Ermittlungen erhielten die Kalköfen dieser Provinz im Jahre 1865 36440 Tonnen Schalen. Rechnet man im Durchschnitt auf jede Tonne nur 5000 Muscheln, was sicherlich nicht zu viel ist, so findet man, daß das Wattenmeer in einem Jahre über 182 Millionen Muscheln in die Kalköfen lieferte.“ Die Hauptmasse dieser Muscheln bildete die Herzmuschel, Cardium edule, daneben waren auch Tellina baltica, Mya arenaria, Mytilus edulis und Scrobicularia piperata vorhanden. — In der kalkarmen Gegend von Ningpo in der ostchinesischen Provinz Tsche-kiang werden die Schalen der herausgelöst in Salzwasser aufbewahrten Austern sorgfältig aufgehoben und zum Kalkbrennen verkauft. Gleiches gilt auch von der Tridacna elongata Lam. in der Gegend von Suez, wo sie äußerst gemein ist.

### Benutzung von Muschelanhäufungen und muschelreicher Schlamme als Düngemittel

Muschelanhäufungen an Stränden werden vielfach zum „Mergeln“ der Felder benutzt, so z. B. in Holland und England. Auch an der deutschen Nordseeküste ist solches wohl früher geschehen, wie ebenfalls K. MÖBIUS 1871 berichtet hat. Bei Büsum an der Westküste von Holstein wurden im Jahre 1866 auf den dortigen Watten (den trocken laufenden Platten des Meeresgrundes) 8000 Tonnen Miesmuscheln, d. i. mehr als 30 Millionen Stück eingesammelt uud als Dünger auf die Felder gebracht.

Muschelreicher Schlamm, der aus den Überresten gewaltiger Mengen ebenfalls von Pfahl- oder Miesmuscheln (Mytilus), aber auch Austern und anderen Schaltieren besteht, wird Zeitungsnachrichten zufolge wegen seines beachtenswerten Gehaltes an Kalk, Kali und Phosphaten neben der großen Menge organischer Stoffe zu Düngezwecken auch an den Küsten der Prinz Eduard-Insel im St. Lorenz-Golf gewonnen, und zwar durch Baggermaschinen, die im Sommer auf großen Flößen, bei winterlicher Vereisung der Buchten aber direkt auf dem Eise aufgestellt werden. Die Mächtigkeit des Schlammes soll bis 8 m betragen.

## Benutzung schwefeleisenreicher Lagunen- und Buchtensedimente zu Heilzwecken

Über die Benutzung schwefeleisenreicher Lagunensedimente der südrussischen Limane und aus Buchten der östlichen Ostseeküste zu Heilzwecken ist früher bereits berichtet worden[595]). Da der Schlamm des Chadshibey-Limans angeblich Radium und Thorium enthält, mag die therapeutische Wirkung der damit ausgeführten Schlammbäder und -Packungen ähnlich wie bei den Wildbädern auch mit auf radioaktiven Erscheinungen beruhen.

## Gewinnung natürlichen Meersalzes (Rassol usw.); Seesalinen oder Salzgärten

Die Gewinnung des Meersalzes wird von den verschiedensten Völkern, schon auf primitivster Stufe, insbesondere an solchen Meeresküsten geübt, wo das Klima eine lange Trockenheit aufweist. Manchen Küstenbewohnern wird der Gewinn des rein durch natürliche Prozesse aus dem Meerwasser ausgesonderten Salzes sehr leicht gemacht. In hohen Breiten, z. B. an den Küsten Sibiriens, erzeugt der Frost beim Gefrieren des Meerwassers Salzausblühungen auf den Meereisschollen; sie werden als „Rassol“ (Lake oder Sole) von den sibirischen Elfenbeinsammlern, welche im Frühjahr vom Festland nach den Neusibirischen Inseln hinüberfahren, zu Speisezwecken verwendet. Aber ungleich wichtiger als diese Salzausblühungen auf Meereis ist die Ausscheidung des Salzes durch Verdunsten des Lösungsmittels. An Steilküsten, und zwar nicht etwa nur in niederen Breiten, wie auf der Kapverdeschen Insel Brava, sondern ausnahmsweise auch nordwärts bis Norwegen kommt es vor, daß bei bewegter See Meerwasser in Nischen des Felsens spritzt, verdampft und reines Salz zurückläßt. Besonders reichlich geschieht das an zwei Punkten des Felsenufers der Sinaihalbinsel, bei Ras-om-Haye und bei Ras-Abu-Mohammed. Hier lassen sich aus dem vom überschäumenden Meerwasser hinterlassenen Niederschlage die Kochsalzwürfel aus den anderen das Meersalz verunreinigenden Salzen leicht

auslesen. Dieses Salz soll für die Fischeinsalzereien vorzüglich sein und wird nach Tor und Suez verhandelt. Auf die übrigen, bei den Strandablagerungen (S. 194—197) geschilderten natürlichen Vorkommnisse von Strandsalzen braucht hier nicht abermals eingegangen zu werden.

Viel verbreiteter noch als diese ist die Gewinnung des Meeressalzes in sogenannten Salzgärten oder Seesalinen (franz. = marais salants, span. = marinhas) [596]). Die Teilnehmer der „Siboga"-Expedition berichten davon, wie die Eingeborenen der Insel Saleyer die für sie so wichtige Salzernte mit Festen feiern, und das mag auch an anderen entlegenen Küsten der Fall sein. Für den Europäer am nächsten liegend ist solche Gewinnung des Salzes an den Küsten des Mittelmeeres. „Sie [597]) geschieht heute, wie schon im Altertum [598]) in den Salinen oder Salzgärten, die man fast an allen Flachküsten und Lagunen des Mittelmeeres findet. Es sind flache, von niedrigen Erddämmen umgebene Becken, in die man im Frühjahr das Meerwasser hineinläßt, das dann während des heißen, regenlosen Sommers verdunstet; das ausgeschiedene Salz wird im Herbst geerntet und in großen, weißen Haufen aufgeschichtet, die man an manchen Orten, wie z. B. im Delta des Hermos am Golf von Smyrna, lange vorher erblickt, ehe man des niedrigen Ufers selbst ansichtig wird. Der Bedarf der Mittelmeervölker an Salz wird ganz überwiegend auf diese Weise aus den unerschöpflichen Vorräten des Meeres gedeckt, und im Altertum führten uralte Handelswege, Salzstraßen, wie die Via Salaria Roms, von den Mittelmeerküsten in die Binnenländer zum Vertrieb dieses gesuchten Handelsartikels." — Eine ansprechende Schilderung von den dalmatinischen Salinen hat unlängst Adolf Steuer [599]) gegeben: „Noch zur Zeit Karls VI. lagen vor den Toren Triests an Stelle der heutigen nüchternen Neustadt idyllische Salzgärten; erst 1829 wurden die Salinen von Muggia, Zaule und Servola aufgelassen. Das Flächenausmaß der heute noch bestehenden beträgt 883 ha, wovon 255 ha auf Capodistria, 628 auf Pirano entfallen. Unter den dalmatinischen Salinen sind die auf der Insel Pago gelegenen die bekanntesten. Mittels Schleusen wird das Seewasser zur Flutzeit zunächst in lange, von Erddämmen flankierte Kanäle geleitet. Eigenartige Windmühlenpumpen befördern es sodann in die Kristallisationsbeete („Cavedini"), die wieder in größere und kleinere, von schmalen, niedrigen Dämmen umrahmte, viereckige Felder zerfallen. Ihr Boden ist glattgestampfte Tonerde. Nur in den Ecken der einzelnen Felder sind größere, mit rötlicher Mutterlauge gefüllte, tiefere Gruben zu bemerken. Ein Triester Chemiker, Vierthaler, konnte in 100 Teilen der Mutterlauge von Capodistria nachweisen: $MgSO_4$ 6,2919, $MgCl_2$ 15,2026, KCl 1,6385, NaBr 1,7021, NaCl 16,7931. Wir können uns die Saline als eine Sortiermaschine vorstellen, die dreierlei zu leisten hat. Von dem zugeführten Meerwasser scheidet sie das Wasser aus, das unter

den sengenden Sonnenstrahlen, an manchen Orten wohl auch zeitweilig unter freundlicher Mithilfe der Bora, in den flachen Beeten rasch verdunstet. Die im Wasser gelösten Salze schlagen sich sukzessive nieder, das Salz „blüht" in den Beeten, wie die Salzarbeiter zu sagen pflegen. Zunächst scheidet sich Chlornatrium aus, später kristallisiert ein Gemenge von Chlornatrium und Magnesiumsulfat aus, zuletzt Chlorkalium, Chlormagnesium und andere Salze, so Jod- und Bromkalium. Die Meereswogen haben aber auch organische Substanz (Tierreste) eingebracht, die sich am Grunde der Gräben und Wasserreservoirs ansammelt, die Tonerde pechschwarz färbt und ihr ein teerartiges Aussehen verleiht. L. Car, der die Salinen von Pago untersuchte, ist der Ansicht, eine solche Ansammlung von organischen Substanzen könne dazu führen, daß sich aus ihnen innerhalb längerer Zeiträume Petroleum bildet. Tatsächlich sind ja die vom Meerwasser eingeschwemmten mikroskopischen Organismen (Plankton) reich an fetten Ölen, die bei Druckdestillation Petroleum ergeben, und damit wäre auch das nicht seltene Zusammenvorkommen von Erdöl und Steinsalz (Kaspisee) erklärt. Bedeutsam ist die Beobachtung, daß jedenfalls die Hauptmasse der kleinen Seetiere nur als Leichen in die Saline gelangt; mit ihnen wird der Boden der Salinengräben gewissermaßen gedüngt, so daß sich in ihnen ein neues, anderes, dem hohen Salzgehalt angepaßtes Pflanzen- und Tierleben entwickeln kann." Es ist hier nicht der Ort, in diesem Zusammenhange auf das Leben dieser Salinen näher einzugehen, obwohl hier sehr interessante biologische Probleme vorliegen, welche dem Paläobiologen und Paläogeographen ausgezeichnete aktuelle Vorwürfe bei der Deutung fossiler Salzsedimente und der begleitenden Gesteine bieten. — Die istrianischen Salinen allein sollen jährlich $5^1/_2$ Millionen Kronen abwerfen. — Unbegrenzte Möglichkeiten für die Gewinnung von Meeressalzen bestehen vor dem Südausgange des Roten Meeres am Golf von Aden. Das zeigen die Nachrichten über die Salzgärten in der Nähe dieser Stadt, welche mit einer mittleren Jahrestemperatur von 27,3° C. und Maximaltemperaturen von 46—48° C. bei den britischen Offizieren als der „Punschkessel des Teufels" verrufen ist. „Ein 200 ha großes Salinenareal liefert dort jährlich 100000 t Meersalz, also der Hektar 500 t, während die leistungsfähigsten Salzgärten Südfrankreichs nur 60 t pro ha und Jahr produzieren. Freilich arbeiten die Aden Salt Works unter den denkbar günstigsten Verhältnissen. Die Meeresflut füllt selbst die riesigen Verdunstungsbecken . . . . Wohl noch nie hat ein Regenguß die Ernte vernichtet" (Niemann). — Über die Meersalzgewinnung auf der Insel Ibiza, einer der beiden Pityusen, entnehme ich der Darstellung von H. Praesent [600], daß sie nächst der von Cádiz und Torrevieja die bedeutendste in Spanien ist. Die gewonnenen Mengen werden fast gänzlich nach dem Auslande exportiert. Die Seesalinen, die der Sociedad Salinera Española gehören, liegen in

dem Südzipfel der Insel und weisen mustergültige Anlagen auf; zum kleineren Teile befinden sie sich auch auf der kleineren Schwesterinsel Formentera. Nach der Revista minera 1907 betrug die Produktion 1905: 70000 t, 1906: 75000 t, nach PÉREZ-CABRERO 1907/08 (ein Jahr!) sogar 97000 t. — Dem Salinenbetrieb äußerst günstig sind Küstenbeschaffenheit und Klima auch auf den Kapverdeschen Inseln; das bezeugt die von VON BUSCHMAN auf 60000 t jährlich geschätzte Ausbeute. Im übrigen sind nach FR. MÜLLER die Seesalinen ebenso über die Welt verbreitet, wie der Genuß des Salzes überhaupt. Man kann einen ganzen Gürtel verfolgen, wenn man von der Ostküste Nordamerikas überschreitet zu Mexiko, Mittelamerika, zu der Inselflur des karibischen Meeres und Südamerika. Auch rund um den Stillen Ozean lagern sie sich von Südamerika bis San Franzisco, von Japan bis China; sie finden sich auf den Sundainseln und um Australien; in größtem Maßstabe an den Küsten Südasiens. Afrika weist Salzgärten auf im Osten, auch auf Madagaskar, im Westen selbst in der feuchten Ecke des Guinea-Golfes auf St. Thomé; weiter ziehen sich Salinen bis Marokko. Im Mittelmeer finden sie sich an zahlreichen Stellen, ebenso — trotz des geringeren Salzgehaltes — am Nordufer des Schwarzen Meeres, wo jedoch in manchen vom Meere mehr oder minder abgesperrten Limanen auch natürliche Salzanreicherungen auftreten, die eine besondere Salzindustrie[601]) aufkommen ließen.

Im westlichen Europa endlich finden sich an den Küsten des Atlantischen Ozeans die weltberühmten portugiesischen und die nicht so bedeutungsvollen Salinen Westfrankreichs, die trotz Ungunst der Verhältnisse auch heute noch eine große Quantität Seesalz produzieren. Innerhalb dieses weltumspannenden Gürtels der Salinen gibt es jedoch manche tropischen Küstenstrecken, die derselben trotz der doch günstig wirkenden, hohen Temperatur entbehren, da das Salz hier bei bestimmten Feuchtigkeitsgraden der Luft zu zerfließen beginnt, selbst, wenn man es mittels Feuersudes gewonnen hat.

Zum Schlusse sei einer sehr eigenartigen Salzgewinnung gedacht, welche nach G. FORCHHAMMER[527]) lange Zeit an der Westküste der Cimbrischen Halbinsel geübt worden ist, und zwar auf Grund des reichlichen Vorkommens von mit Meerwasser vollgesaugten „Meertorfes“. „So groß ist die Menge dieses unterseeischen Torfes, daß man noch im vorigen Jahrhundert“ (NB. 18. Jahrhundert!) „an der Westküste von Schleswig eine uralte Salzfabrikation betrieb, welche schon von SAXO erwähnt wird und welche darin bestand, daß man den aus dem Meere geholten Torf, ohne ihn zu waschen, trocknete, zu Asche verbrannte, die Asche auslaugte und diese Salzlösung durch Verbrennung einer neuen Portion Seetorf eindampfte, welcher dann wieder in seiner Asche Salz für die nächste Kochung lieferte usw.“.

## Benutzung jugendlich verkitteter Strandsedimente zu Bauzwecken

An tropischen Küsten geht vielfach eine rasche Verkittung von Strandsanden durch kohlensauren Kalk vor sich, wie das früher geschildert worden ist, und solche jugendlichen litoralen Gesteine werden nicht selten an Ort und Stelle als Baumaterial benutzt, wie z. B. von der Insel Ascension berichtet wird. Auch gewisse oolithische Gesteine von Florida und sandige Bildungen der Bermudas, die beide sehr jugendlicher Entstehung, deren Komponenten aber anscheinend mehr oder weniger durch den Wind umgelagert sind, könnten in diesem Zusammenhange genannt werden.

## Küstenseifen

Nicht selten hat die Aufbereitung durch Küstenströmungen und Brandungswelle — manchmal zwar nur in Fortführung vorheriger fluviatiler Auslese — gewisse nutzbare Mineralien in Küstensanden so angereichert, daß diese als „Küstenseifen" abbaufähig wurden. Solches ist von uns in einem früheren Abschnitte (S. 83, 84) u. a. von Magneteisensanden der Ostküste Canadas, von Chromeisenerzsanden an der Küste von Britisch-Nordborneo und von Goldsanden der Küsten Ostaustraliens, sowie Portugals bekannt gemacht worden. Daß marine Aufbereitung auch bei der Entstehung der Diamantlagerstätten von Deutsch-Südwestafrika mitgewirkt hat, wird von verschiedenen gut unterrichteten Forschern angenommen.

## Bernstein- und Kopalgewinnung

Nur von lokaler Bedeutung endlich ist die Gewinnung des Bernsteins, dessen älteste, bis jetzt bekannte, aber auch schon sekundäre Lagerstätte, die unteroligozäne „blaue Erde" — in Wirklichkeit ein feinkörniger, graugrüner Glaukonitsand — an den Küsten des Ostpreußischen Samlandes unter dem Spiegel der Ostsee ausstreicht, sodaß hier eine Aufbereitung durch das Ostseewasser stattfindet. Während die Hauptgewinnung dieses Produktes alttertiärer Coniferen zurzeit im Tief- und Tagebau der Grube „Anna" an der Westküste des Samlandes bei Palmnicken erfolgt, werden doch auch heute noch nach heftigen Stürmen mit Erfolg die Strandflächen der benachbarten Küsten danach abgesucht, wobei die Erfahrung zeigt, daß der Bernstein vor allem in den Tangmassen zu finden ist. Diese Tangmassen werden denn auch nicht selten vom Boot aus heraufgeholt und nach dem edlen Material durchsucht. Die frühere Baggerei nach Bernstein an besonders günstigen Stellen (alten Litoralablagerungen der Ostsee) im jetzigen Kurischen Haff wird dagegen nicht mehr betrieben. Übrigens ist der Bernstein

durch Zerstörung seiner unteroligozänen, vielleicht ursprünglich bis nach Pommern reichenden Lagerstätte in die verschiedensten jüngeren Gesteinsbildungen hineingelangt und insbesondere während der diluvialen Vereisung durch das Eis selbst bezw. durch nach Nordwesten abfließende Schmelzwässer bis in das Gebiet der Nordsee verfrachtet, woselbst er ebenfalls in den Strandsedimenten nicht allzuselten ist.

Ähnlich widerstandsfähig wie der Bernstein ist der verwandte, rezente bis subfossile Kopal von Ostafrika und Madagaskar, der sich hier in manchen Flüssen und im Litoral stellenweise anhäuft[602]). Er ist das Harz von Leguminosen, und zwar des Trachylobium Mosambicense (und einiger anderer Arten, Tr. Hornemannianum und verrucosum), eines Baumes, der noch jetzt an der Küste von 3° S.-Br. bis Mosambik wächst, und enthält wie der Bernstein Einschlüsse von Blättern und Insekten. Andere Kopale findet man an der Küste von Westafrika, wo sie wahrscheinlich von Guibourtia copalifera stammen. Nicht unwahrscheinlich ist, daß sich hier oder dort vor der ostafrikanischen Küste eine rezente „blaue Erde“ bildet, da hier ja an verschiedenen Punkten auch die Bedingungen für die Bildung von Glaukonit gegeben sind.

Der Handel mit Bernstein, den schon ARISTOTELES als ein ursprünglich flüssiges Baumharz erkannt hat, ist uralt und ging z. T. wohl auf dem Land-, z. T. aber auch auf dem Seewege vor sich. „Er bietet uns“, sagt ALEXANDER VON HUMBOLDT, „in seiner ehemaligen Ausdehnung für die Geschichte der Weltanschauung ein merkwürdiges Beispiel von dem Einflusse dar, den die Liebe zu einem einzigen fernen Erzeugnisse auf die Eröffnung eines inneren Völkerverkehrs und auf die Kenntnis großer Länderstrecken haben kann. Derselbe setzte zuerst die Küsten des nördlichen Ozeans in Verbindung mit dem Adriatischen Meerbusen und dem Pontus“.

## Schlußwort

Schließen wir nun noch die schon S. 493 erwähnte gelegentliche Steingewinnung — das „Steinzangen“ — von den Steingründen der südlichen Ostsee, vom Wasser bedeckten Produkten der diluvialen Eiszeit, an, eine Gewinnung, welche bei der Steinarmut des benachbarten Tieflandes wohl lohnen kann, aber nur in gewissem Abstande von der Küste stattfinden darf, da strandnaher Gesteinsschutt Küstenschutz ist, und erwähnen wir den nicht seltenen Gebrauch tropischer Steinkorallen und Korallenkalke als Baumaterial, zur Mörtelbereitung oder als Ballast, wie man ihn dann später in europäischen Häfen antrifft, so ist so ziemlich Alles erschöpft, was der Meeresboden von den Geologen angehenden Produkten an nutzbaren Stoffen herzugeben in der Lage ist.

## Benutzte Literatur nebst Bemerkungen

(Wo die Originalliteratur nicht eingesehen werden konnte, ist in Klammern stets die Stelle angegeben, aus welcher geschöpft wurde.)


1) ORTH. Über einige Aufgaben der wissenschaftlichen Meereskunde. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. **3.** 1875.' S. 126—133. — Ders. Beiträge zur Meereskunde. 1. Über einige Aufgaben betreffend die Kartographie des Meeresbodens und die Benutzung der Seekarten. Ibidem S. 302—309. — — Ein eingehendes Programm zur Erforschung des Meeresbodens sowohl in physikalischer und biologischer, wie auch geographischer und geologischer Hinsicht haben auch L. DE FOLIN & L. PÉRIER entworfen in „Notice sur les Fonds de la Mer". Mémoires de la Soc. des Sc. physiques et naturelles de Bordeaux t. II (2. sér.), 3e cahier. S. 1—37. Bordeaux 1878.

2) J. THOULET. Atlas bathymétrique et lithologique des côtes de France, 22 feuilles de grand-aigle. 1 : 100000. Paris 1899—1902.

3) W. WOLFF. Über die Notwendigkeit einer geologischen Aufnahme der Nord- und Ostsee. Denkschr. zur Vers. d. Direktoren der geologischen Landesanstalten d. deutsch. Bundesstaaten. Eisenach, 22. Sept. 1905 (vergl. auch Zeitschr. f. prakt. Geol. **14.** 1906, S. 162—163).

4) J. R. LORENZ. Physikalische Verhältnisse und Verteilung der Organismen im Quarnerischen Golfe. Wien 1863, S. 32 (zit. nach PENCK).

5) A. DELESSE. Lithologie des mers de France et des mers principales du globe Paris, E. Lacroix, 1871. 479 S. Text, 136 S. Tabellen, 4 Tafeln. S. 308 f.

6) G. A. LEBOUR. On the deposits now forming in British seas. The Geol. Magazine. N. S. Dec. II. Vol. I. 1874, S. 476—477.

7) J. RENAUD. Sur les sondages exécutés dans le Pas-de-Calais en 1890. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. d. Sc. **112.** 1891, S. 898—900. — Les récentes explorations sous-marines du Pas de Calais. C. R. des Séances de la Société de Géographie. Paris 1891, S. 121—125.

8) PAUL LEMOINE. La géologie du fond des mers (Manche et Atlantique Nord). Annales de Géographie t. XXI, 1912, S. 385—392. (Hier auch die besonders bezüglich des Kanals sehr reiche, aber auch zerstreute Literatur.)

9) H. DOUVILLÉ. Sur la trouée de la Manche. Bull. Soc. Géol. de France, 4e sér. III. 1903, S. 652—653.

10) Notes on Rockall Island and Bank, with an Acconnt of the Petrology of Rockall, and of its Winds, Currents etc.; with Reports on the Ornithology, the Invertebrate Fauna of the Bank, and on its Previous History. Trans. R. Irish Academy vol. XXXI. Part. III. Dublin 1897, S. 39—98. Pl. XI—XIV. (J. W. JUDD. On the Petrology of Rockall: S. 48—58. Plate XII. — GR. A. J. COLE. On Rock Specimens on the Bank: S. 58—62.)

11) Lady R. WORKMAN MC ROBERT. Note on a nepheline-syenite boulder dredged from the Atlantic. The Geol. Mag. N. S. Dec. V. Vol. IX, 1912, S. 1—4.

12) Die hier angegebenen Daten sind den Listen der „Michael Sars"-Expedition direkt entnommen, mit denen weder die Angaben von Lady Mc Robert noch die von Lemoine völlig übereinstimmen!

13) L. Pervinquière. Sur la nature du plateau sous-marin de Rochebonne (Charente-Inférieure). Bull. Soc. Géol. de France, 4. sér., t. X, 1910, S. 28–29.

14) Vergl. Élisée Reclus. Nouvelle Géographie universelle. La terre et les hommes. t. II. La France. Paris 1877, S. 111.

15) Bleicher. Sur les débris végétaux et les roches des sondages de la campagne du Caudan dans le golfe de Gascogne (août 1895). Comptes Rendus des Séances de l'Ac. d. Sc. Paris, **122**. 1896, S. 753—755. — Recherches sur les débris végétaux et les roches. Résultats Scientifiques de la Campagne du „Caudan" dans le Golfe de Gascogne — Août-Septembre 1895. Fasc. III. Annales de l'Université de Lyon. Paris 1896, S. 701—709.

16) Schr. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturwissensch. zu Marburg. XIII, 7. 1914, S. 411.

17) P. Termier. L'Atlantide. Bull. de l'Inst. Océanogr. Monaco. No. 256. 1913. — Vergl. auch O. Wilckens. Atlantis. Geolog. Rundschau IV. 1913, S. 441–443.

18) P. Termier. Sur une tachylyte du fond de l'Atlantique nord. Comptes Rendus des Séances de l'Ac. d. Sc. Paris **128**. 1899, S. 849–851, 1256–1258.

19) J. Thoulet. Notes de lithologie sous-marine. Annales de l'Inst. Océanogr. T. V. fasc. 10. Paris 1913, 14 S.

20) K. Andrée. Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. **25**. 1908, S. 366—421. Hier auch die weitere Literatur, soweit sie im Folgenden nicht zitiert ist. — Wenn O. Baschin („Die Erosion und ihre untere Grenze." Petermanns Geograph. Mitt. **65**. 1919, S. 11 und „Erosion und Erosionsbasis". Zeitschr. „Die Naturwissenschaften" **7**. 1919, S. 678—680) neuerdings die tiefste Stelle des Meeresbodens als unterste Erosionsbasis bezeichnet, so hat er insofern gewiß nicht unrecht, als die Gezeitenströmungen lokal bis in die Tiefsee hinein von Wirksamkeit sind und in den größten Tiefen der Ozeane die Kalkauflösung allerdings einen nicht zu vernachlässigenden Erosionsfaktor darstellt. Indessen hat diese Überlegung lediglich theoretische Bedeutung, da trotz alledem die weitaus überwiegenden Flächen des Meeresbodens der Aufschüttung unterliegen.

21) Siau. De l'action des vagues à de grandes profondeurs. Annales de chimie et de physique. 3e sér., **2**. 1841, S. 118–120.

22) Sitzber. K. Ak. Wissensch. Berlin, Math. Phys. Kl., 1888, S. 647–663, 1889. S 761–780, 1890, S. 853–872; — Verh. Phys. Ges. zu Berlin. **8**. 1889, S. 61–76.

23) Otto Baschin. Die Entstehung wellenähnlicher Oberflächenformen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin **34**. 1899 (1900), S. 408–424.

24) O. Krümmel. Die Tiefseelotungen des Siemens'schen Dampfers „Faraday" im Nordatlantischen Ozean. Annalen d. Hydrogr. & marit. Meteorol. **11**. 1883, S. 5–8, Taf. 1, bes. S. 6.

25) Proc. Roy. Soc. London. **34**. 1882, S. 15; vergl. auch W. W. Kiddle in Nature **13**. 1875, S. 108. (Zitiert nach Krümmel.)

26) B. N. Peach. Report on Rock Specimens dredged by the „Michael Sars" in 1910, by H. M. S. „Triton" in 1882, and by H. M. S. „Knight-Errant" in 1880. Proc. of the Roy. Soc. of Edinburgh **32**. 1913, S. 262–291. Pl. I—IX, 1 Karte.

27) T. Mellard Reade. Tidal Action as an Agent of Geological Change. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science. 5. ser., vol. **25**. 1888, S. 338–343.

28) Bei Quebec setzt der $7^1/_2$ Stunden herrschende und bis zu $4^1/_2$ Knoten anwachsende Ebbestrom am stärksten an der Südküste, der Flutstrom dagegen an der Nordküste des St. Lorenz-Stromes entlang, beide werden also nach rechts ans Land gedrängt. (U. S. Hydrographic Office. Sailing Directions for the Golf and River St. Lawrence. Nr. 100. 2nd ed. 8°. 413 S. Washington 1897. Vergl. O. KRÜMMEL in Petermanns Geogr. Mitt. **44**. 1898. Lit. ber. Nr. 615, S. 149.)

29) K. ANDRÉE. Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geologische Rundschau. III. 1912, S. 324—338. VII. 1916/17, S. 123—170, 249—301, 329—337. VIII. 1917, S. 36—44, 45—79. — Diese zusammenfassende Besprechung mit ihrem ausführlichen Literaturverzeichnis wird den Leser auch überall dort sicher zu den literarischen Quellen führen, wo in der vorliegenden Darstellung wegen Raummangels nur der Autor angegeben wurde.

30) A. DELESSE. Lithologie des mers de France et des mers principales du globe. Paris, E. Lacroix. 1871, 479 S. Text, 136 S. Tabellen, 4 Tafeln.

31) J. MURRAY & A. F. RENARD. Deep-Sea Deposits. In „Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. „Challenger" during the years 1873—1876". London 1891, 525 S., 29 Tafeln, 48 Karten und 22 Diagramme. — Ein ausgezeichnetes Referat hierüber gab K. FUTTERER im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw. 1893, II, S. 281—320.

32) JOH. WALTHER. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. III. Teil. Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1893/94, S. 533—1008 des ganzen Werkes. — Dieses Buch ist in seiner Verarbeitung der bis dahin erschienenen Literatur und seiner Anführung zahlloser Einzelheiten auch heute noch unentbehrlich als Nachschlagewerk für einen großen Teil der uns hier interessierenden Fragen, wenn sich auch manche Probleme im Laufe der seitdem verflossenen 25 Jahre verschoben haben. Es sei daher auf dieses Werk um so mehr verwiesen, da es selbstverständlich nicht in der Absicht des Verf.'s vorliegender Darstellung liegen konnte, in dieser alle die zahllosen Einzelheiten aus der älteren Literatur und dem eigenen großen Beobachtungsschatz jenes Autors wiederzugeben, was vielmehr mit Absicht nur in beschränkter Auswahl geschehen ist.

33) J. MURRAY & E. PHILIPPI. Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition". X. Bd. d. Wissensch. Ergebn. d. „Deutschen Tiefsee-Expedition 1898—1899" auf dem Dampfer „Valdivia", S. 77—206, Tafel XVI—XXII, nebst 2 Karten. Jena 1908.

34) E. PHILIPPI. Die Grundproben der Deutschen Südpolar-Expedition 1901—1903. „Deutsche Südpolar-Expedition", Bd. II, Heft 6. Berlin 1910, S. 411—616, Taf. XXXI—XXXIII.

35) J. MURRAY & G. V. LEE. The Depth and Marine Deposits of the Pacific. Mem. Museum of Comp. Zoology at Harvard College. **38**. I. Cambridge, U. S. A. 1909, 169 S., 5 pl., 3 maps.

36) Die neueste, wohl erschöpfende Darstellung über dieses Thema verdanken wir O. KRÜMMEL im I. Bande seines Handbuches der Ozeanographie. Stuttgart, J. Engelhorn 1907, besonders S. 215—218. Bezüglich der dort über das Vorkommen von Gold im Meerwasser geäußerten Bedenken mag

hier hinzugefügt sein, daß LASSAR-COHN, der durch seine populärwissenschaftlichen chemischen Bücher bekannte Königsberger Autor, unlängst (Enthält das Meerwasser Gold? Norddeutsche Allgemeine Zeitung vom 14. VIII. 1918) zu dem Resultat gekommen ist, daß von einem wirklichen Beweis des Vorhandenseins von Gold im Meerwasser bisher keine Rede sein könne, es vielmehr wahrscheinlich sei, daß bei allen bisherigen Untersuchungen die gefundene Goldmenge aus den bei den Analysen benutzten Reagentien stammte.

37) Nach χέρσος = festländisch.

38) K. ANDRÉE. Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. Geologische Rundschau. 2. 1911, S. 61—74, 117—130.

39) JOH. WALTHER. Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. XIV. Bd. der Abh. d. math.-phys. Cl. d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. Nr. X. Leipzig 1888. — Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung strukturloser Kalke. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 37. 1885, S. 329—357.

40) J. THOULET. Précis d'analyse des fonds sous-marins actuels et anciens. Paris 1907, 220 S.

41) A. a. O. (Anm. 34) S. 418—424. Hier auch die sehr beachtenswerte Diskussion der THOULETschen Siebmethode. — Ob der neuestens durch SVEN ODÉN (On the size of the particles in deep-sea deposits. Proc. of the Royal Soc. of Edinburgh. Session 1915—16, vol. XXXVI, S. 219—236. Plates I—III. 1916) von bodenkundlichen Untersuchungen her auf die Tiefseesedimente übertragenen Methode, bei welcher das Gewicht der in bestimmten Zeitintervallen aus der zu untersuchenden, in Suspension gebrachten Meeresbodenprobe zur Sedimentation gelangenden Niederschlagsmengen notiert, zu Kurven zusammengestellt und daraus die Verteilung der einzelnen Korngrößen errechnet wird, von praktischer Bedeutung für die Meeresbodenproben-Untersuchung werden wird, dürfte einstweilen, so exakt die Methode auch aussieht, doch noch als unwahrscheinlich gelten können. Jedenfalls erlauben die bisherigen Resultate noch keine Gesetzmäßigkeiten aufzustellen, und weitere Untersuchungen müssen erst lehren, was für eine Bewandtnis es z. B. mit dem auffälligen Mangel an sehr feinen Teilchen in den Ablagerungen der größten Tiefen hat, die ODÉN gefunden haben will. Vor allem aber muß verlangt werden, daß nicht nur die Korngrößen als solche festgestellt werden und das Ganze in hochwissenschaftlichem, exaktem mathematischem Gewande erscheint, sondern gleichzeitig kommt es auch auf die Art der Komponenten, ihre Form usw. an. Und so gilt vorerst für die ODÉNsche Arbeit Ähnliches, wie es PHILIPPI über THOULETs Siebmethode ausgesprochen hat. — Schließlich wäre aber auch gerade bezüglich der ODÉNschen Methode zu bedenken, daß infolge der Veränderungen in der Zusammenlagerung der Teilchen und bei späterer Diagenese wohl keine Bodenprobe zweimal in der gleichen Weise sich sedimentieren dürfte, wodurch der Wert der anscheinenden Exaktheit der Methode sehr herabgemindert werden muß.

42) Vergl. a. a. O. (Anm. 32) S. 112—123: „Die Fauna der Flachsee", in welchem Abschnitt verschiedene Zonengliederungen für europäische und tropische Meere gegeben werden. — Eine kurze Übersicht, wohl insbesondere für die französisch-englischen Küsten, gab auch L. W. COLLET. Les dépôts marins. Paris 1908, S. 34—36.

43) Wenn R. WEDEKIND in seinen „Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie" (1916, S. 41), die doch für den Gebrauch des mit dem Aktualitätsprinzip arbeitenden Paläogeographen bestimmt sind, unter Anführung ganz bestimmter Tiefenzahlen eine Zonengliederung gegeben hat, ohne dabei den Ort, für welchen sie aufgestellt ist, anzuführen, so kann dieses den nicht schon orientierten Anfänger irreführende Verfahren, das die Schwierigkeit der herrschenden aktuellen Verhältnisse vollkommen vernachlässigt, nicht scharf genug zurückgewiesen werden.

44) O. KRÜMMEL. Handbuch der Ozeanographie. Bd. II, S. 103—132.

45) M. P. RUDZKI. Physik der Erde. Leipzig, Chr. H. Tauchnitz 1911, S. 342—350.

46) D. D. GAILLARD. Wave action, S. 128. (Zitiert nach KRÜMMEL.) — Zahlreiche Beispiele über besondere Kraftäußerungen der Klippenbrandung hat auch PH. FORCHHEIMER (Hydraulik. Leipzig u. Berlin, B. G. Teubner, 1914, S. 379 bis 384) gesammelt.

47) G. SCHOTT. Über die Dimensionen der Meereswellen. Ferd. von Richthofen-Festschrift. Berlin, D. Reimer 1893, S. 235—263. (S. 262/3 über das „Dreigeschwell".)

48) A. BEYER. Untersuchungen über Umlagerungen an der Nordseeküste, im besonderen an und auf der Insel Sylt. Erlanger Inauguraldissertation. Halle a. S. 1901, S. 26—27.

49) S. PASSARGE. Physiologische Morphologie. Mitt. d. Geograph. Ges. in Hamburg **26**. Heft II, S. 195—198 (63—66 des Sep.).

50) Dabei darf aber nicht verschwiegen werden, daß verschiedene der Beispiele, welche VON RICHTHOFEN aus der geologischen Vorzeit in dieser Weise deuten wollte, eine andere Deutung — Einebnung durch festländische Denudationskräfte, häufig verknüpft mit Versenkung — verlangen und daß es für manchen Epigonen sowohl unter den Geomorphologen wie unter den eigentlichen Geologen besser gewesen wäre, die Deutungen des Meisters nicht zu schematisch zu kopieren. Denn dort, wo tatsächlich echte Brandungswirkungen aus der Vorzeit beglaubigt sind, handelt es sich doch neben den ursächlichen positiven Niveauverschiebungen durchaus nur um untergeordnete Begleit- und Nebenerscheinungen, während in vielen anderen Fällen die Natur der solchen alten Denudationsflächen auflagernden Sedimente sowohl diesen selbst, wie ihrer Auflagerungsfläche eine kontinentale Entstehung zuweist (z. B. Rotliegendes auf der permischen Abtragungsfläche im Variskischen Gebirge Deutschlands).

51) G. W. VON ZAHN. Die zerstörende Arbeit des Meeres an Steilküsten nach Beobachtungen in der Bretagne und Normandie in den Jahren 1907 und 1908. Mitt. d. Gegr. Ges. Hamburg **24**. 1909, S. 193—284, 16 Tafeln.

52) Emil Werth. Die Bedingungen zur Bildung einer Brandungskehle. Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1911, S. 35—41, 5 Abb. im Text.

53) R. Gradmann in „Die algerische Küste in ihrer Bedeutung für die Küstenmorphologie.“ Petermanns Geograph. Mitt. **63**, 1917, S. 142.

54) Joh. Walther. Einleitung . . . . S. 600. — Vergl. hierzu u. a. auch Karl Petterssen. Skuringsfaenomener i det unvaerende strandbelte. Tromsö Museums Aarshefter II, Tromsö 1879, S. 65—97 (in deutscher Übersetzung von R. Lehmann: Scheuerungserscheinungen in der gegenwärtigen Littoralzone. Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch. **53**. Berlin 1880, S. 247—279); E. Geinitz. Recente Riesentopfbildungen im Geschiebemergel der Ostseeküste. Zentralbl. für Mineralogie etc. 1903, S. 414—416, 1 Abb.; G. Platania. L'erosione marina all'Isola di Aci Trezza. Memorie della Classe di Scienze della R. Accademia degli Zelanti. 3a Serie, Vol. V., 1905—06, S. 35—43, Taf. I—IV.

55) Vergl. über Brandungswirkungen auf Gotland auch bei G. Lindström. Om jättegrytor bildade af hafvet vid Hoburg på Gotland. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar III. 1876/77, S. 336—338, Taf. 13.

56) G. Hartmann. Der Einfluss des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete. Wissensch. Veröffentl. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig. I. 1891, S. 173—286, 2 Karten. Leider ist der Autor bei Verarbeitung der gesammelten Daten, welche vielfach von geologisch nicht genügend geschulten Beobachtern stammen, nicht immer mit der nötigen Kritik verfahren, so daß vielfach die Wirkungen diluvialen Gletschereises für solche von Treibeis ausgegeben worden sind.

57) J. Thoulet. Sur une mode d'érosion des Roches par l'action combinée de la mer et de la gelée. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Paris. **103**. 1886, S. 1193.

58) G. Braun. Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen. Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts an der Universität in Berlin. Heft 15. Berlin, E. S. Mittler & Sohn, 1911.

59) W. Koert. Meeresstudien und ihre Bedeutung für den Geologen. Naturwissenschaftl. Wochenschr. N. F. 3 (19). 1904, S. 481—488, 5 Textfiguren.

60) Das spezifische Gewicht klar durchsichtigen Bernsteins schwankt zwischen 1,050 und 1,096. Bei den undurchsichtigen Stücken, welche zahllose kleinste Hohlräume enthalten, geht das spez. Gewicht selbst unter 1 herunter.

61) Mit der Bedeutung dieser Vorkommnisse für die Geologie beschäftigt sich eine im Druck befindliche Arbeit von Joh. Weigelt: „Geologie und Nordseefauna“.

62) W. Deecke. Einige Beobachtungen am Sandstrande. Centralbl. für Mineralogie etc. 1906, S. 721—727, 6 Textfiguren.

63) H. Potonié. Lehmgerölle und Seebälle. Naturwissenschaftl. Wochenschr. N. F. **5**. 1906, S. 241—247. — Ders. in Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 55. III. Berlin 1912, S. 268, 269.

64) E. Zederbauer. „Seeknödel“-ähnliche Ballenbildung durch Cladophora cornea Kütz. Verh. d. K. K. Zool.-botan. Ges. in Wien **52**. 1902, S. 155—159.

65) Ad. Steuer. Biologisches Skizzenbuch für die Adria. Leipzig und Berlin 1910, S. 21—23. — Ad. Andrée in 60. und 61. Jahresber. Naturhist. Ges. Hannover 1912, S. 63.

66) Alfr. Jentzsch (in P. Gerhardt und Gen., Handbuch des Deutschen Dünenbaues. Berlin 1900. S. 99—102, § 45: „Meertorf, Meermarsch und versunkene Wälder“) ist der Ansicht, daß die weite Verbreitung des Meertorfes

überhaupt auf die Nieder- und Zusammenpressung durch darüber hinweggegangene Wanderdünen zurückzuführen sei. In der Tat wird man dem, wo es sich um stark verdichtete Torfe von der beschriebenen Beschaffenheit handelt, zustimmen müssen; und das Phänomen der von wandernden Küstendünen überschrittenen Flachküste mit ihren Moor-, Schlick- und niedergepreßten Waldbildungen bildet in der Tat eine geographisch zusammengehörige Einheit von Erscheinungen. Doch darf diese Erkenntnis nicht dazu verleiten, nun überall, wo Meertorfe auftreten, die Niederpressung durch eine Wanderdüne als alleinige Ursache des Auftretens derselben unter dem Meeresniveau anzusehen; vielmehr tritt in vielen Fällen tatsächlich eine positive Niveauveränderung hinzu, die ja auch allein zu erklären vermag, wenn z. B. der Boden der Nordsee in größeren Tiefen anstehende Torfe geliefert hat.

67) CLEMENT REID. Submerged forests. Cambridge, University Press 1913, 129 S., 1 Tafel.

68) L. CAYEUX. Les tourbes immergées de la côte Bretonne dans la région de Plougasnou-Primel (Finistère). Bull. de la Soc. Géol. de France 4e sér. VI. 1906, S. 142–147. — Andere französische Vorkommnisse sind geschildert von E. GADECEAU. Des forêts submergées de Belle-Isle, France. Bull. de l'Institut Océanographique, Monaco 1916, Nr. 321.

69) H. POTONIÉ. Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten III. In Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F. 55, III. Berlin 1912, S. 216–222. — Um die weite Verbreitung untergetauchter Wälder darzutun, mag noch auf eine Darstellung eines australischen Vorkommens hingewiesen sein: R. ETHERIDGE, jr., Prof. DAVID & I. W. GRIMSHAW. On the occurrence of a submerged forest with remains of the dugong at Shea's Creek, near Sydney. Journ. and Proc. of the Roy. Soc. N. S. Wales. Vol. XXX (Zit. nach Proc. of the Linnean Soc. of New South Wales for 1905, XXX, S. 383).

70) H. WINTER. Torfgerölle und Torfdolomite. „Glückauf" **53**. 1917, S. 129—136, Tafel I.

71) Eine eingehendere Darstellung dieses Gegenstandes findet sich ebenfalls bei H. POTONIÉ (vorletzte Anmerkung), S. 250–273.

72) H. PHILIPPSEN. Das Treibsel der Nordsee. Naturwissenschaftl. Wochenschrift N. F. **14** (**30**). 1915, S. 570—573.

73) E. PHILIPPI. Sedimente der Gegenwart. Vorlesungen von Dr. phil. E. PHILIPPI †, Jena 1912 (bearbeitet von O. MARSCHALL), S. 67–100.

74) TH. OTTO. Der Darß und Zingst. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Vorpommerschen Küste. XIII. Jahresbericht d. Geograph. Ges. zu Greifswald 1911—1912 (Greifswald 1913), S. 237–485, Tafel 16—26.

75) G. FORCHHAMMER. Geognostische Studien am Meeresufer. Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1841, S. 1–38, Tafel 3.

76) A. PHILIPPSON. Über die Typen der Küstenformen, insbesondere der Schwemmlandsküsten. Ferd. von Richthofen-Festschrift. Berlin 1893, S. 1—40. — Über Küstenversetzung vergleiche auch: H. R. PALMER. Observations on the motions of shingle beaches. Phil. Trans. R. Soc. London 1834. **2**, S. 567–576; R. BRÉON. Galets et sables du Pas-de-Calais. Comptes Rendus de l'Ac. d. Sc. Paris, **144**. 1907, S. 759–760; J. THOULET. Sur la marche des sables le long des rivages.

Ibidem, S. 938–940; W. A. Obrutschew (Zur Frage über die Bewegung der gröberen Ablagerungen längs der Küsten [russisch]). Izw. d. Tomsk-Technol. Inst. 1909, Bd. XIV, 12 S., Tafel. (Deutsches Referat in Geol. Centralblatt Bd. **12**, Nr. 1243).

77) O. Krümmel. Handbuch der Ozeanographie, Bd. II, Stuttgart, J. Engelhorn 1911, S. 125–128.

78) Al. Tornquist. Über die Wanderung von Blöcken und Sand am ostpreußischen Ostseestrand. Schrift. d. Phys. Ökonom. Ges., Königsberg 1909, S. 79–88, Tafel 1, 2.

79) J. Thoulet. Mémoires de lithologie marine. **3**. De la progression et la distribution des sédiments marins le long des côtes. Ann. de l'Inst. Océanogr. **3**, 7, S. 15–27. Paris 1912.

80) R. Brückmann in Schriften d. Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg i. Pr. **54**. 1913, S. 128–144: „Die Sandwanderungen an der samländischen Küste". — Ders. Strömungen an der Süd- und Ostküste des baltischen Meeres. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde **22**. Heft 1. Stuttgart 1919.

81) Alfr. Jentzsch. Geologie der Dünen, S. 44—46, in P. Gerhardt und Genossen, Handbuch des Deutschen Dünenbaues, Berlin, Paul Parey 1900.

82) N. Sokolow. Über die Entstehung der Limane Südrußlands. Mémoires du Comité Géologique vol. X. 4. St. Petersburg 1895.

83) W. Krüger. Meer und Küste bei Wangeroog und die Kräfte, die auf ihre Gestaltung einwirken. Zeitschr. f. Bauwesen 1911. 22 S., 6 Tafeln.

84) Harm Poppen. Die Sandbänke an der Küste der Deutschen Bucht der Nordsee. Annalen der Hydrographie usw. **40**. 1912, S. 273—302, 352—364, 406–420, Tafel 15—17.

85) A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. 2. Stuttgart 1894, S. 495.

86) A. Beyer. Untersuchungen über Umlagerungen an der Nordseeküste, im besonderen an und auf der Insel Sylt. Erlanger Inauguraldissertation. Halle a. S. 1901, 67 S., 6 Tafeln. — Über ähnliche Erscheinungen vergl. auch Henry Hubert. La »barre« au Dahomey. Annales de Géographie **17**. 1908, S. 97—104, Pl. VI, VII.

87) G. Hagen. Handbuch der Wasserbaukunst III. 1. Berlin 1878 ff, S. 97 ff, 110, 111 (zitiert nach Otto).

88) Vergl. Fig. 4 auf S. 16 in F. Solger. Geologie der Dünen in „Dünenbuch", Stuttgart, Ferd. Enke, 1910.

89) Alfred Jentzsch. Geologie der Dünen S. 42 in P. Gerhardt und Genossen, Handbuch des Deutschen Dünenbaues, Berlin, Paul Parey 1900.

90) F. W. Paul Lehmann. Das Küstengebiet Hinterpommerns. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin **19**. Berlin 1884, S. 332—404, bes. S. 390—392.

91) Nach Passarge ruft die Brandung auf dem Meeresboden bestimmte Veränderungen hervor, die nach des Autors, hier in Textfigur 28 wiedergegebener Abbildung ungefähr einer Abformung der Wellen auf dem Meeresgrunde gleichkämen. Schon Otto hat aber mit Recht darauf hingewiesen, daß der Beweis hierfür bisher nicht erbracht ist und, wie hier noch auseinanderzusetzen sein wird, gewisse Beobachtungen sogar gegen eine solche schematische Auffassung sprechen.

92) J. W. Retgers. Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünensande Hollands und über die Wichtigkeit von Fluß- und Meeressanduntersuchungen im allgemeinen. Neues Jahrb. für Mineralogie etc. 1895. **1**. S. 16–74.

93) E. Artini. Intorno alla composicione mineralogica di due sabbie del litorale Adriatico. Rend. R. Ist. Lombardo di sc. e l. Milano 1896. ser. 2. Bd. **29**, S. 800—804.

94) I. Chelussi. Contribucioni alla psammografia dei litorali italiani. I. Boll. Soc. Geol. Ital. **30**. fasc. 1—2. Roma 1911, S. 183—202. — Alcuni sabbie marine del litorale ligure. Ibidem **31**. 1912, S. 243—258. — Studio petrografico di alcuni sabbie marine del litorale ionico di quello tirrenico da Reggio Calabria a Napoli. Ibidem, S. 258—275.

95) K. Keilhack. Granatsand-Dünen auf Ceylon. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **67**. 1915, S. 47—56, Taf. 3—8.

96) Joh. Walther & P. Schirlitz. Studien zur Geologie des Golfes von Neapel. Ibidem **38**. 1886, S. 315.

97) W. Deecke, Über den Magneteisensand der Insel Ruden. Mitt. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern 1888, S. 140—148.

98) G. C. Mackenzie. The magnetic iron sands of Natashkwan, County of Saguenay, Province of Quebec. Canada Department of Mines, Mines Branch No. 145. Ottawa 1912.

99) Burkart. Über das Vorkommen des titanhaltigen Magneteisensandes. Berggeist **16**, No. 27—30. (Zitiert nach Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1871, S. 421—425).

100) Auriferous beachmining in Australia. Eng. Min. Journ. LX. 1895, S. 491/2. (Zitiert nach Stelzner-Bergeat. Die Erzlagerstätten. Leipig 1904—06, S. 1279).

101) Paul Choffat. Rapports de géologie économique. I. Sur les sables aurifères, marins, d'Adiça et sur d'autres dépôts aurifères de la côte occidentale de la péninsule de Setubal. Communicações do Serviço Geológico de Portugal. t. IX. 1912/13, S. 5—26.

102) 6. Jahresber. d. Freiberger geol. Gesellschaft 1913, S. 12—39.

103) W. Deecke. Über Foraminiferen. (Paläontologische Betrachtungen VI.) Neues Jahrb. f. Min. etc. 1914. II, S. 21—43 (S. 33).

104) G. Berendt. Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung, zugleich als Erläuterung zu Section 2, 3 und 4 der geologischen Karte von Preußen. Königsberg 1869, S. 21—27.

105) Alb. Zweck. Die Bildung des Triebsandes auf der Kurischen und der Frischen Nehrung. Beilage zum 24. Jahresbericht der Königl. Oberrealschule auf der Burg. Königsberg i. Pr., Ostern 1903, 38 S., 5 Tafeln. — Al. Tornquist. Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910, S. 210—212.

106) K. Soecknick. Triebsand-Studien. Schrift. d. Physikal. Ökonom. Ges. Königsberg **45**. 1904. S. 37—48.

107) Daß hier oder da die Wohnröhren solcher Tiere der entweichenden Luft den Weg weisen mögen, kann selbstverständlich nicht bestritten werden.

108) A. G. Högbom. Zur Deutung der Scolithus-Sandsteine und „Pipe-Rocks". Bull. of the Geol. Institution of Upsala XIII. 1915, S. 45—60.

109) Denn daß die in Wirklichkeit so häufige (!) Erscheinung „bis jetzt der Aufmerksamkeit der Geologen entgangen" sei (Högbom a. a. O. S. 56), trifft in keiner Weise zu.

110) A. a. O. (Anm. 62).

111) Vergl. Whithney & Desor. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 1850, S. 200 und Silliman's American Journal of Science 1850, b, X, S. 135. (Zit. nach dem Referat im Neuen Jahrb. für Mineralogie etc. 1852, S. 110). „Desor sah am

Oberen See, wenn durch heftigen Wind die Wellen über ihren gewöhnlichen Bereich an die sandige Küste getrieben wurden und sich wieder zurückzogen, verschiedene Eindrücke sich bilden, einige groß und flach, andere schmal und tief (wie man sie an der Seeküste den im Sand wohnenden Würmern zuschreibt), noch andere tief und von einem kreisförmigen glatten Rande umgeben. Alle rührten von Luftblasen her, welche die Wellen im Fortrollen über den Strand gebildet hatten. Begräbt sich eine solche Blase in dem Sand, so daß sie unter demselben zerplatzen muß, so hinterläßt sie eine tiefe nnd enge Höhle. Löst sie sich erst durch wiederholtes Zerplatzen auf, so entsteht um die Höhle ein kleiner und glatter Rand; sie ist ein Krater in Miniatur. Bleibt und platzt die Blase aber an der Oberfläche, so bildet sie nur eine breite, flache Vertiefung. Diese Eindrücke bilden sich am vollkommensten bei sehr schwachem Fallen des Strandes aus, indem hier der Sand am losesten übereinander liegt. Diese Formen genügen in fast allen Fällen zur Erklärung der gewöhnlich sogen. fossilen Regen-Tropfen". — Man erkennt, es sind im Wesentlichen die Beobachtungen, wie sie HÖGBOM gemacht hat und wie sie überall am Sandstrande leicht wiederholt werden können, wo immer nur eine Brandung aufläuft, und so wird die Erscheinung auch z. B. am Nehrungs-Strande des Kurischen Haffs nicht vermißt, wo die Organismen, welche man am Ostseestrande als Veranlasser etwa in Verdacht haben könnte, ja durchaus fehlen!

112) Nach frdl. Angabe des Herrn Dr. HEROLD vom Zoologischen Institute der Universität Greifswald. Der „Sand- oder Strandflohkrebs" findet sich auch noch an der Samländischen Ostseeküste.

113) H. POTONIÉ. Eine im Ögelsee (Prov. Brandenburg) plötzlich neu entstandene Insel. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1911. XXXII. 1, S. 187–218, 14 Fig.

114) Z. B. Principles of Geology, 10. Aufl., London 1867, S. 333—335: „Small cavities, often corresponding in size to those produced by rain, are also caused by air-bubbles rising up through sand or mud; but these differ in character from rain-prints, being usually deeper than they are wide, and having their sides steeper. These, indeed, are occasionally vertical or overarching, the opening at the top being narrower than the pit below. In their mode, also of interference they are unlike rain-prints".

115) A. a. O. (Anm. 62).

116) K. ANDREE. Über Kegeltextur in Sanden und Sandsteinen mit besonderer Berücksichtigung der Sandsteinkegel des oberen Unterdevon der Umgegend von Marburg. Sitzungsber. d. Gesellsch. zur Beförderung d. ges. Naturwissenschaften zu Marburg. 1912, S. 49–55. — Über Sand- und Sandsteinkegel und ihre Bedeutung als Littoralgebilde. Geologische Rundschau **3**. 1912, S. 537—543,

Tafel 7. — Ibidem **4.** 1913, S. 597. — Über Sandsteinkegel im Potsdam-Sandstein des östlichen Canada. Schrift. d. Gesellsch. zur Beförderung d. ges. Naturwissenschaften zu Marburg XIII. 7. 1914, S. 409—466, Taf. I—VI.

117) N. GIRSCHNER. Der tönende Sand bei Kolberg. Peterm. Geogr. Mitt. 1859, S. 119.
G. BERENDT. Über „klingenden Sand". Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **35.** 1883, S. 864—866.
H. C. BOLTON & A. JULIEN. Musical sand, its wide distribution and properties. Proc. of the American Assoc. for the Advancement of Science **33.** 1884, S. 1—6 (des Sep.) und A. JULIEN & H. C. BOLTON. Notice on the microscopical examination of a series of ocean, lake, river and desert sands. Ibidem, S. 6—8 (des Sep.).
C. CARUS-WILSON. Musical sands. Read before the Bournemouth Soc. of Natural Science, published in November 1888. — Ders. Musical sands at Studland Bay. The Bournemouth Graphic. 4th June 1904, S. 357. (Zit. nach P. DAHMS).

118) P. DAHMS. Tönender Sand. Schrift. d. Naturforsch. Ges. in Danzig **12.** 1910, S. 32—73, 2 Fig. im Text.

119) In diesem Zusammenhange mag auf die vom Verf. gelegentlich (Peterm. Geograph. Mitt. **59.** 1913, S. 247) angeführte Beobachtung von A. BERGEAT hingewiesen sein, daß Vesuvlaven, welche am Strande von Neapel zeitweise vom Meerwasser benetzt, zeitweise aber getrocknet und von der Insolation erwärmt werden, bald die intensiv rote Farbe der wasserarmen oder -freien Eisenoxydverbindungen annehmen.

120) L. MEYN. Riffsteinbildung im Kleinen an der Deutschen Nordseeküste. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **8.** 1856, S. 119—126.

121) JOHN C. BRANNER. The Stone Reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the Coral Reefs. Bull. of the Harv. Coll. Mus. of Comparative Zoology **44** (7, Geol. Ser). 1904, 285 S., 99 plates. — Stone reefs on the Northeast Coast of Brazil. Bull. of the Geol. Soc. of America **16.** 1905, S. 1—12, Pls. I—II. — Vergl. auch GERALD A. WARING. Reef Formations of the Northeast Coast of Brazil. The American Journal of Sc. 4. ser., vol. **37.** 1914, S. 367—390, Pl. IX.

122) Vergl. DARWINS Reise-Tagebuch. Herausgegeben von A. KIRCHHOFF. Bibliothek der Gesamtliteratur des In- und Auslandes No. 714—722. Halle a. S., Otto Hendel. S. 525. — CH. DARWIN. On a remarkable bar of sandstone of Pernambuco on the coast of Brazil. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science. XIX. 1841, S. 257—261.

123) W. VON SEIDLITZ. Die Nehrung von St. Maura (Leukas). Verh. d. Ges. deutsch. Naturforscher & Ärzte **83.** 1911, S. 388—393.

124) K. WEULE. Zum Problem der Sedimentbildung. Annalen der Hydrographie **24.** 1896, S. 402—413.

125) ALFR. RÜHL. Beiträge zur Kenntnis der morphologischen Wirksamkeit der Meeresströmungen. Veröffentl. Instit. f. Meereskunde u. Geogr. Inst. Berlin Heft 8, 1906.

126) Z. B. C. FORCH. Die Fällung feiner Tontrübungen in Salzlösungen. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie **40.** 1912, S. 23—30.

127) G. BODLÄNDER. Versuche über Suspensionen. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1893. **2.** S. 147—168. — Nachr. v. d. Kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1893, No. 7, S. 267—276.

128) HAGEN. Über die Fluth- und Bodenverhältnisse des Preußischen Jadegebietes. Monatsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin. 1856, S. 339—353.

129) J. MURRAY & R. IRVINE. On Silica and the Siliceous Remains of Organisms in Modern Seas. Proc. of the Royal Soc. of Edinburgh **18**. 1890/91, S. 229—250.

130) O. KRÜMMEL. Über Erosion durch Gezeitenströme. Petermanns Geogr. Mitt. **35**, 1889, S. 129—138, Tafel 10. — Über die Umformung der Küsten durch die Meeresströmungen. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 1889/90, S. 221.

131) Vergl. hierzu auch W. KRÜGER. Meer und Küste bei Wangeroog und die Kräfte, die auf ihre Gestaltung einwirken. Zeitschrift für Bauwesen 1911, 22 S., 6 Tafeln.

132) C. WESENBERG-LUND. Umformungen des Erdbodens. Beziehungen zwischen Dammerde, Marsch, Wiesenland und Schlamm. Prometheus **16**. 1905, S. 561 bis 566, 577—582.

133) F. SCHUCHT. Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. Zeitschr. f. Naturwissensch. **76**. 1903 (1904), S. 1—80, 1 Tafel.

134) F. SCHUCHT. Das Wasser und seine Sedimente im Flutgebiete der Elbe. Jahrb. kgl. preuß. Geol. Landesanst. f. 1904. **25**, S. 431—465.

135) Nach Br. DOSS (Über die Natur und Zusammensetzung des in miocänen Tonen des Gouvernements Samara auftretenden Schwefeleisens. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. **33**. 1912, S. 662—713) ist es zweifellos, daß in vielen Fällen, wo von Einfach-Schwefeleisen in Schlamm die Rede ist — das gilt auch für die Mehrzahl der im Text weiterhin zu erwähnenden Fälle — nicht wasserfreies Schwefeleisen, welches durch den Sauerstoff der Luft in kurzer Zeit nicht verändert wird, vorliegt, sondern kolloides, wasserhaltiges Schwefeleisen (Eisensulfidhydrat). Von Sedimenten, die uns hier besonders interessieren, erwähnt DOSS die schwarzen Schlamme der südrussischen Limane, des Asow'schen, Schwarzen und Mittelländischen Meeres, der Ostseebuchten der Insel Ösel, gewisse Tone der Ufer Schottlands und den Blauschlick der heutigen Meere.

136) L. RHUMBLER. Eisenkiesablagerungen im verwesenden Weichkörper von Foraminiferen, die sogenannten Keimkugeln Max Schultze's u. A. Vorl. Mitth., Nachr. von der Kgl. Ges. d. Wiss. und der Georg-Augusts-Universität zu Göttingen 1892, S. 419—428. — Vergl. auch Zeitschr. f. wissensch. Zoologie **57**. 1894, S. 573, 574 Anm. 1, 578 Anm. 2, Taf. 22, Fig. 42.

137) BR. DOSS. Über den Limanschlamm des südlichen Rußlands sowie analoge Bildungen in den Ostseeprovinzen etc. Korrespondenzbl. Nat. Ver. Riga **43**. 1900, S. 3—32, 212—231. — Hier auch die übrige Literatur.

138) Botanische Zeitung **45**. 1887, Nr. 31—37.

139) N. SOKOLOW. Über die Entstehung der Limane Südrußlands. Mém. du Comité géologique. X. 4. 1895, S. 59—102, 1 Karte.

140) ADOLPH GOEBEL. Der heilsame Meeresschlamm an den Küsten der Insel Oesel. Archiv f. d. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurlands. 1. Ser., Bd. **1**. 1854, S. 113 bis 238 (Dorpater Dissertation).

141) BR. DOSS. Das Vorkommen von freiem Schwefel in Sapropelen. Centralbl. für Mineralogie etc. 1913, S. 490—495.

142) BR. DOSS in Anm. 135 und „Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid, und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten". Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912, S. 453—483, 2 Texttafeln.

143) Vergl. A. BERGEAT in ders. Zeitschr. **22**. 1914, S. 239.
144) Ibidem, S. 247—249.
145) L. SUDRY. L'Étang de Thau. Essai de Monographie Océanographique. Annales de L'Institut Océanographique. T. **1**. fasc. 10. Monaco 1910, 208 S., 1 Karte 1 : 25000.
146) Dieser von BREUSING eingeführte, zutreffende Ausdruck für den Teil eines Flusses, worin die Gezeiten (aestus) merklich sind, also für das Ästuarium in seiner ursprünglichen Bedeutung, besagt demnach mehr als das, was man heute unter einem Ästuarium (= trichterförmige Flußmündung) zu verstehen pflegt.
147) Besonders eigenartige Verhältnisse zeigt infolge der enorm hohen Gezeiten der Fundy-Bai, auf welche wir noch mehrfach hinzuweisen haben werden, der St. John-Fluß bei St. John (N. B., Canada), dessen unweit der Küste gelegener Fall bei steigender Flut verschwindet, um beim Höchststande derselben zum „Wendewasserfall" („Reversing fall") zu werden.
148) O. KRÜMMEL. Handbuch der Ozeanographie Bd. II, S. 203, 287 (299)—304.
149) M. P. RUDZKI. Physik der Erde. Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz 1911, S. 424—427.
150) G. R. CREDNER. Die Deltas. Ergänzungsheft Nr. 56 zu Petermanns Geograph. Mitt. Gotha 1878.
151) FR. FRECH in Zeitschr. Deutsch. geolog. Ges. **68**. 1916, S. 89/90.
152) S. GENTHE. Der Persische Meerbusen. Inauguraldissertation. Marburg 1896, S. 62.
153) R. A. DALY. Marine currents and river deflection. Science, **13**. 1901, S. 952—954.
154) O. KRÜMMEL. Petermanns Geogr. Mitt. 1901, Lit. ber. No. 848, S. 206.
155) J. THOULET. Mémoires de lithologie marine. Ann. de l'Institut Océanogr. T. **3**. Fasc. 7, 1912.
156) J. W. JUDD. Second report on a series of specimens of the deposits of the Nile delta. Proc. Royal Soc. of London. **61**. 1897, S. 32—40.
157) CHAMBERLIN & SALISBURY. Geology Vol. **I**, S. 191.
158) EDG. DACQUÉ. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915, S. 198.
159) K. ANDRÉE. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geologische Rundschau. **6**. 1916, S. 359 ff.
160) Als Beispiele hierfür könnten einige pliocäne Delten von der Mittelmeerküste Südfrankreichs und Liguriens genannt werden, worüber zu vergleichen wäre: E. DESOR. Les deltas torrentiels. Lettre à M. Daubrée (Nice, 14. II. 1880). Comptes Rendus de l'Ac. d. Sc. Paris 1880, S. 324—327. — COLLOT. Sur le delta pliocène du Rhône à Saint-Gilles (Gard). Ibidem S. 548—549.
161) Bezüglich des Sumpfgases, welches im alten Weserdelta südlich der Jade in nicht unbeträchtlicher Menge dem Untergrunde entströmt (H. SCHÜTTE. Sumpfgasanlagen im alten Weserdelta. Abh. d. Naturw. Ver. Bremen. XXIII. 1914, S. 195—224), habe ich den Eindruck gewonnen, daß es tieferen Schichten des Untergrundes entstammt und infolge der tektonischen Eigenart desselben so besonders lokalisiert erscheint.
162) E. W. HILGARD. On the geology of the delta and the mud-lumps of the passes of the Mississippi. The Americ. Journ. of Sc. 1871. I, S. 238—246, 356—364, 425—435.

163) E. W. SHAW. Gas from mud lumps at the mouths of the Mississippi. U. S. Geol. Survey Bull. 541 A, 1913, S. 12—15.

164) E. W. SHAW. The mud lumps at the mouths of the Mississippi. U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 85 B, S. 11—27, Taf. 1—3. Washington 1913.

165) F. W. PAUL LEHMANN. Strandverschiebungen im Mündungsgebiet der Donau. Petermanns Geogr. Mitt. 1916, S. 62.

166) E. RÜBEL. „Ökologische Pflanzengeographie" in Handwörterbuch der Naturwissenschaften 4. 1913, S. 870/71.

167) T. W. VAUGHAN. The geologic work of mangroves in Southern Florida. Smithsonian Misc. Collection, Vol. 52 (Reihe 4, Vol. 5), Publ. Nr. 1877. 1910, S. 461—464, Taf. 46—52.

168) Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 63. 1911, S. 382.

169) Verhandl. d. 19. Deutsch. Geographentages zu Straßburg i. Els. 1914 (Berlin 1915), S. 50—52.

170) N. S. SHALER. The geologic history of harbours. 13th Annual Report oft the U. S. Geol. Survey for 1891/92. Part II (Washington 1893), S. 99—209, Plates XXII—XLV.

171) CHARLES BARROIS. Sur les phénomènes littoraux actuels du Morbihan. Annales de la Soc. Géol. du Nord. 24. 1896, S. 182—226, Pl. IV, V.

172) P. ASCHERSON. Die geographische Verbreitung der Seegräser. G. Neumayer's Anleitung zu wissenschaftl. Beobachtungen auf Reisen. II. 1888, S. 191—212.

173) H. POTONIÉ in „Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten". II. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 55, II. Berlin 1911, S. 185—190: „Gezeitenzone der Meeresküsten".

174) L. BÖTTGER. Geschichtliche Darstellung unserer Kenntnisse und Meinungen von den Korallenbauten. Inauguraldissertation. Leipzig 1890, 64 S. — S. GÜNTHER. Die Korallenbauten als Objekt wissenschaftlicher Forschung in der Zeit vor Darwin. Sitzungsber. Bayer. Ak. d. Wiss. Math. Phys. Kl. 1910, 14. Abh., 42 S., Textf. — R. LANGENBECK. Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe und ihre Bedeutung für geophysische Fragen. Leipzig, W. Engelmann 1890, 190 S. — Die neueren Forschungen über die Korallenriffe. Geographische Zeitschr. 3. 1897, S. 514—529, 566—581, 634—643. — Der gegenwärtige Stand der Korallenrifffrage. Ibidem 1907, S. 24—44, 92—111.

175) London 1839. 2. Aufl. 1874, 3. Aufl. (von JUDD) 1890.

176) JOH. WALTHER. Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstraße. Ergänzungsheft Nr. 102 zu Petermanns Geogr. Mitt. Gotha 1891, S. 28.

177) C. KELLER. Das Leben des Meeres. Leipzig 1895, S. 285.

178) T. W. VAUGHAN. The Recent Madreporaria of Southern Florida. Department of Marine Biology of the Carnegie Institution of Washington. Annual Report 1910. Year Book Nr. 9, S. 135—144, Pl. 1. — The Madreporaria and Marine Bottom Deposits of Southern Florida. Ibidem 1911. Year Book Nr. 10, S. 137 bis 156, Pl. 4—6.

179) JOH. WALTHER. Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. Geologische und biologische Beobachtungen. Abh. math.-phys. Cl. Kgl. Sächs. Ges. der Wiss. 14. Nr. 10. Leipzig 1888, S. 437—506, Taf. 1—8, 1 Karte.

180) L. R. CARY. The Alcyonaria as a Factor in Reef Limestone Formation. Proc. of the National Academy of Sciences 1. 1915, S. 285—289. — CARY stellte auf den Riffen der Tortugas Untersuchungen darüber an, in welchem Betrage die Kalkkörperchen der Alcyonarien am Aufbau der Riffe teilnehmen. Nach seinen Wägungen enthalten die Gattungen

Briareum, Eunecia, Plexaura, Pseudoplexaura, Plexaurella, Gorgonia, und Xiphigorgia im Durchschnitt 27,40% Kalknadelsubstanz. 1 acre (= 4046,7 qm) Riffläche enthält nach seinen Zählungen innerhalb der lebenden Individuen 5,28 tons Kalknadeln. Hieraus läßt sich zusammen mit der Feststellung, daß jährlich etwa $^1/_5$ aller Kolonien durch Brandung, durch Überwachsung mit anderen Organismen (Milleporiden, Bryozoen) und durch Erstickung im Schlamm vernichtet werden, berechnen, wieviel die Alcyonarien an der Bildung der Riffsedimente mitarbeiten. Übrigens geht das Wachstum der Formen so rasch, daß der jährliche Verlust von $^1/_5$ der gesamten vorhandenen Individuen stetig ausgeglichen werden dürfte.

181) Daß Jugendformen von Korallen durch stark wuchernde Kalkalgen abgetötet werden können, wie das z. B. CH. GRAVIER (Sur le rôle des Algues calcaires dans les récifs de coraux. Association française pour l'avancement des sciences. 38. session (Lille 1909). Résumés des Travaux S. 131 und Compte Rendu, Notes et Mémoires S. 702—703, Paris 1910) für Siderastraea radians bei St. Thomé (Golf von Guinea) festgestellt hat, kann nicht als Stütze für diese Ansicht gelten, zumal in diesem Beispiele häufige Schlammüberschüttungen an und für sich schon für das Korallenwachstum ungünstige Bedingungen schaffen.

182) M. A. HOWE. The building of „coral" reefs. Science. New Series. 35. 1912, S. 837—842. — Vergl. auch FRED. CHAPMAN & DOUGLAS MAWSON. On the Importance of Halimeda as a Reef-forming Organism; with a Desciption of the Halimeda-Limestones of the New-Hebrides. The Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London. 62. 1906, S. 702—711. Taf. 49—51.

183) Daß die Beschränkung der riffbauenden Korallen auf diese geringen Tiefen eine einfache Folge der „Symbiose" mit lichtbedürftigen Algen sei, wie z. B. FERD. VON RICHTHOFEN (Das Meer und die Kunde vom Meer. Rede. Berlin 1904, S. 30) meinte, und wie es gelegentlich auch in geologischen Darstellungen, wie z. B. bei FRECH, zu lesen ist, läßt sich in dieser Schärfe keineswegs behaupten. Zwar ist das Zusammenvorkommen beider Organismengruppen wohl vielfach erwiesen, die Korallen sind aber durchaus nicht auf die Ernährung durch solche in ihren Geweben lebende Algen angewiesen. Allerdings ist gerade das tierische Tropenplankton ärmer, als man früher wohl angenommen hat und als speziell von J. MURRAY in seiner Riffbildungstheorie verwertet wurde. Immerhin fehlen anscheinend systematische quantitative Arbeiten, die sowohl in den verschiedenen Phasen von Ebbe und Flut, als auch ebenso zur Tages- wie zur Nachtzeit auszuführen wären. Wenn nun auch STANLEY GARDINER bei seinen in dieser Richtung unternommenen ersten orientierenden Untersuchungen im allgemeinen reichlicher die Reste grüner Algen, als tierische Reste, von denen er im übrigen eine große Zahl der verschiedensten Planktonformen einschließlich

vieler pelagisch lebender Larven feststellen konnte, die Magenhohlräume der Korallen erfüllen sah und auch Sauerstoffentwicklung durch solche von Algen grün gefärbten Korallenkolonien feststellen konnte, so ist damit noch keineswegs der Beweis gegeben, daß Symbiose mit lichtbedürftigen Algen für die Riffbauer unter den Korallen unerläßlich sei. Denn grüne Algen als Nahrung im Magenhohlraum und symbiontisch im Gewebe lebende Algen sind doch etwas Grundverschiedenes, und wie solche Symbiose mit einzelligen Algen auch bei Aktinien, Hydroiden und Schwämmen häufig vorkommt, so fehlt sie anderseits doch auch vielen Korallen; zudem aber dringt nach CH. GRAVIER, der im übrigen einer der Hauptverfechter jener Idee ist, das für die Algen wirksame Licht nur bis etwa 36 m unter den Wasserspiegel ein, also nicht so tief, wie manche Riffkorallen gut zu gedeihen vermögen. Neuere Biologen, so vor allem S. HICKSON, auch GRAVIER und L. NICK, wollten aber auch den lebhaft gefärbten Farbstoffen der Korallen, die das Entzücken so vieler Naturforscher erregt haben, die Fähigkeit zuschreiben, ähnlich dem Blattgrün der Pflanzen, anorganische Stoffe zu assimilieren, wie dies von BOHN schon für das Rot der kosmopolitisch lebenden Purpurrose (Actinia equina L.) vermutet wurde, welche $CO_2$ assimiliere und O abgebe. Und so mag die Verwendung solcher im Sonnenlicht gebildeten Assimilate den Riffkorallen als willkommene Nahrungszugabe dienen; aber diesem Vorgang ausschließliche Bedeutung für die Beschränkung der Riffkorallen auf geringe Tiefen und damit für das Korallenriffproblem überhaupt einzuräumen, schießt, vorderhand wenigstens, noch weit über das Ziel hinaus und ist bei dem heutigen Stand der Forschung nicht berechtigt. Vielmehr wird die eigentliche Ursache der Beschränkung der Riffkorallen auf die genannten geringen Tiefen noch gefunden werden müssen, da auch die Temperaturverhältnisse nicht ausschlaggebend sein dürften; reichen doch die für die Riffkorallen optimalen Temperaturen tiefer hinab, als der Lebensbezirk derselben sich erstreckt. (Vergl. zu dem vorher Gesagten vor allem: J. STANLEY GARDINER. The Coral Reefs of Funafuti, Rotuma and Fiji together with some Notes on the Structure and Formation of Coral Reefs in general. Proceedings of the Cambridge Philosophical Soc. vol. IX. 1898, S. 417—503, vor allem S. 479: „The Food of Corals". — CH. GRAVIER. Sur quelques traits de la Biologie des Récifs Coralliens. Bull. de la Soc. Philomatique de Paris. 9me Série. X. 1918, S. 144—162. — L. NICK in BREHMS Tierleben. 4. Aufl., Bd. 1. 1918, S. 156, 169.)

184) Nach CH. GRAVIER (Sur la biologie des Madréporaires du genre Siderastraea Blainville. Comptes Rendus Hebdomadaires des séances et mémoires de la Société de Biologie. 60. 1908. I. (Paris) S. 1081/2) leben bei Bella Vista im Norden der kleinen portugiesischen Insel San Thomé im Golf von

Guinea Siderastraea radians Pallas und siderea Ellis & Solander ständigen Schlammüberschüttungen ausgesetzt, sind aber deutlich verkümmert gegenüber den Formen des klaren Wassers in Westindien usw..

185) L. JOUBIN. Carte des bancs et récifs de Coraux (Madrépores). Ann. de l'Institut Océanogr. 4 (2). 1912, 7 S., 5 Karten.

186) A. a. O. Anm. 73, S. 92.

187) BANNWARTH. Biologische Riffuntersuchungen im Golf von Suez. Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. XXXVI. 1914, S. 43—50. (Mit Kurven der tiefsten Ebben 1905—1913.)

188) L. PLATE. Das Korallenriff von Galle (Fauna Ceylanica II). Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch. 54. 1916, S. 1—12, Taf. 1—6.

189) Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 53. 1901, S. 9.

190) Die Gewohnheit der Holothurien sich gelegentlich ihres ganzen Verdauungstraktus zu entledigen, um ihn zu regenerieren, ist wahrscheinlich eine Anpassung an die gewiß nicht immer leicht verdauliche Korallensandnahrung.

191) W. M. DAVIS & G. BRAUN. Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig u. Berlin 1911, S. 306ff.

192) A. WICHMANN. Over de zoogenaande atollen van den Oost-Indischen Archipel. Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam 1912, S. 641—654.

193) J. MURRAY. On the Structure and Origin of Coral Reefs and Islands. Proc. Royal Soc. of Edinburgh. 10. 1880, S. 505—518.

194) F. WOOD-JONES. Corals and Atolls. London 1910. — The building of Atolls. Zoologischer Anzeiger 35. 1910, S. 399—404.

195) Das haben auch die neueren Experimente A. G. MAYERS (Proc. National Ac. of Sc. 2. 1916, S. 28ff.) auf den Tortugas ergeben. Denn hiernach würden zur Auflösung einer der ungefähren Tiefe der Lagunen entsprechenden Schicht von 40 m Mächtigkeit durch Lagunenwasser mehr als 20 Millionen Jahre erforderlich sein. Viel intensiver zerstören Regenwasser und Organismen (Algen, gewisse Schwämme, Echinodermen, Holothurien und Würmer) den Korallenkalk, und diese Agentien mögen die Entstehung mancher Lagunen hinter Strandriffen, aber auch nur solcher zustande gebracht haben.

196) J. D. DANA. Points in the Geological History of the Islands Maui and Oahu The Am. Journ. of Sc. (3. ser.) vol. 37. 1889, S. 81—103. Plates III—IV.

197) The Atoll of Funafuti: Borings into a Coral Reef and the Results, being the Report of the Coral Reef Committee of the Royal Society. London 1904. 1 Bd. Text (XIV u. 420 S.), 1 Bd. Tafeln. Herausgegeben von T. G. BONNEY.

198) W. J. SOLLAS. The age of the earth and other geological studies. London 1908: 4. Funafuti: The study of a coral atoll, S. 86—120. 5. Funafuti: A Sequel, S. 121—132.

199) Wenn z. B. BANNWARTH (Anm. 187) neuerdings behauptet, daß im Golf von Suez lediglich durch abnorm tiefe Ebben, indem dieselben die Korallen ausgedehnter Riff-Flächen abtöten, während die am Außenrande auch dann noch von der Brandung benetzten

Tierstöcke am Leben blieben, Atolle entständen, so kann hierzu nur gesagt werden, daß diese „Atolle“ sich doch eben recht weit von dem entfernen, was man sich gewöhnt hat, unter diesem Ausdruck zu verstehen.

200) A. VOELTZKOW. Über Coccolithen und Rhabdolithen nebst Bemerkungen über den Aufbau und die Entstehung der Aldabra-Inseln. Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 26. Heft 4. Frankfurt a. M. 1901, S. 467—537. — Forschungen über Korallenriffe. Geographischer Anzeiger 1907, Heft 1, 2.

201) GUPPY. The Cocos Keeling Islands. The Scottish Geogr. Mag. V. 1889, S. 281 (457). (Zit. nach PENCK.)

202) C. PH. SLUITER. Einiges über die Entstehung der Korallenriffe in der Javasee und Branntweinsbai, und über neue Korallenbildung bei Krakatau. Natuurkundig Tijdschrift voor Nederlandsch Indie. 49. Batavia-Noordwijk 1889, S. 360—380. 4 Tafeln.

203) A. ORTMANN. Die Korallriffe von Dar-es-Salaam und Umgegend. Zoolog. Jahrb. 6. 1892, S. 631—670, Taf. 29.

204) Man könnte dieselben mit AL. SUPAN als „tiefe Korallenriffe“ gegenüber den „seichten“ bezeichnen, deren Mächtigkeit geringer ist, als der Abstand vom Meeresspiegel bis zur unteren Grenze der Lebensfähigkeit der riffbauenden Korallen beträgt. Eine Unterscheidung beider ist nur bei gehobenen Riffen oder durch Bohrungen möglich. — Das nicht zu bezweifelnde gleichzeitige und Nebeneinander-Vorkommen von „tiefen“ und „seichten Korallenriffen“ in der Jetztzeit ist ein genügender Beweis dafür, daß mit der Eiszeit zusammenhängende eustatische Bewegungen des Meeresspiegels nicht von ausschlaggebender Bedeutung für die Riffbildungen der Jetztzeit gewesen sein können. R. A. DALY (zuerst in: „Pleistocene glaciation and the coral reef problem“. The Am. Journ. of Sc. 4th Ser., vol. XXX. 1910, S. 297—308, ferner in „Problems of the Pacific Islands. Ibidem vol. XLI. 1916, S. 153—168. Vergl. auch FR. ED. SUESS, R. A. DALYS Theorie der Koralleninseln. Naturwissensch. Wochenschr. N. F. XVI. 1917, S. 563—566) meinte nämlich, wegen des gewaltigen Verbrauchs von Wasser zur Bildung der diluvialen Inlandeiskalotten habe der Meeresspiegel in der Diluvialzeit tiefer gelegen als heute, und viele tropische Inseln seien zu submarinen Bänken abradiert worden, um dann während des Abschmelzens jener Eismassen und des daraus sich ergebenden Wiederansteigens des Meeresniveaus mit Korallen überzogen zu werden, die infolge dieser positiven Niveauschwankung Barrier-Riff- und Atoll-Formen bildeten. Es ist aber unmöglich, auf diesem anscheinend spielenden Wege die Bewegungen des Festen aus dem Problem der Korallenriffbildung auszuscheiden. (Hierzu vergl. auch J. W. G. The glacial theory of coral reefs. Nature vol. XCVII. 27. IV. 1916, S. 191.) Auch W. M. DAVIS (The origin of coral reefs. Proc. of the Nat. Ac. of Sc. Vol. I. 1915, S. 146—152 und an verschiedenen anderen Orten) hat sich übrigens neuerdings rückhaltslos auf DARWINs Seite gestellt

und im Besonderen die Beziehung der Barrier-Riff- und Atoll-Entstehung zur Eiszeit, wie DALY sie konstruierte, abgelehnt, bezw. nur als mögliche, aber unwesentliche Erweiterung der DARWINschen Theorie erklärt. Desgleichen zeigte unlängst G. A. F. MOLENGRAAFF in einer lesenswerten Arbeit (The Coral reef problem and Isostasy. Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam, Proceedings vol. XIX, S. 610—627, worin auch auf weitere neuere diesbezügliche Arbeiten von DALY, DAVIS usw. aufmerksam gemacht wird), auf deren im übrigen stark hypothetischen Inhalt wir an dieser Stelle nicht eingehen können, die Mannigfaltigkeit der Ursachen, welche unter Vergrößerung des Abstandes des Meeresspiegels vom Meeresboden zur Bildung von Barrier-Riffen und Atollen führen können. Aber trotz dieser Mannigfaltigkeit in den Begleitumständen bleibt doch DARWINS Grundgedanke zu Recht bestehen, wenn auch spätere Einzeluntersuchungen gezeigt haben, daß manche Gebiete, für die derselbe in Verallgemeinerung seiner Ansicht eine Senkung des Meeresbodens über größere Flächen hin angenommen hatte, sich viel komplizierter verhalten, indem z. B. Hebungen und Senkungen nahe beieinander vorkommen, so daß man etwa an eine in statu nascendi befindliche Faltenbildung oder aber an epirogenetische Schaukelbewegungen denken könnte. Es wird daher neben der Aufsuchung von gehobenen Riffkalken auf den Inseln und an den Küsten der tropischen Meere eine für die Geotektonik wichtige Aufgabe der nächsten Zukunft sein, auch die Daten über „ertrunkene" Riffkorallen oder Riffkalke zu sammeln, wobei es indessen schwierig sein kann, festzustellen, ob es sich nicht um verschleppte Stücke handelt. MOLENGRAAFF selbst führt ein Beispiel eines solchen ertrunkenen Korallenriffes aus der Ceram-See an, auf das wir später zurückkommen. Auch verweisen wir hier noch einmal auf das früher über die Chagos-Bank Gesagte.


205) A. G. HÖGBOM. Über Dolomitbildung und dolomitische Kalkorganismen. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1894. I, S. 262—274.

206) Vergl. Anm. 176.

207) JOH. FELIX. Studien über tertiäre und quartäre Korallen- und Riffkalke aus Ägypten und der Sinaihalbinsel. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 56. 1904, S. 168—206. (4. Der Umwandlungsprozeß der Riffkalke).

208) WILLIAM HILL. On the Minute Structure of some Coral-Limestones from Barbados. The Quart. Journal of the Geol. Soc. London, 47. 1891, S. 243—248, Plate IX.

209) Vergl. EDM. MOJSISOVICS VON MOJSVÁR. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879, S. 498.

210) SAVILLE-KENT. The Great Barrier Reef of Australia; its products and potentialities. London 1893.

211) A VOELTZKOW. Forschungen . . . . 1907 (Anm. 200).

212) E. WERTH. Lebende und jungfossile Korallenriffe in Ost-Afrika. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. XXXVI. 1901, S. 115—144.

213) G. LINCK. Über die Entstehung der Dolomite. Monatsber. d. Deutsch. Geolog. Ges. **61**. 1909, S. 230—241 (auch separat, Jena 1909, 14 S.).

214) KURT SCHMIDT. Über Mischsalze von Kalzium-Magnesium-Karbonat. Inaug. Dissert. Jena 1913. — K. SPANGENBERG. Die künstliche Darstellung des Dolomits. Inaug. Dissert., Jena 1913 (auch Zeitschr. f. Kristallographie 52).

215) W. MEIGEN. Neuere Arbeiten über die Entstehung des Dolomits. Geologische Rundschau I. 1910, S. 121—126. — H. LEITMEIER. Der heutige Stand der Dolomitfrage. Tschermaks Mineral. u. petrogr. Mitt. N. F., Bd. **33**. 1915, S. 532—547.

216) E. PHILIPPI. Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., Festband 1907, S. 397—445.

217) O. BÜTSCHLI. Untersuchungen über organische Kalkgebilde, nebst Bemerkungen über organische Kieselgebilde, insbesondere über das spezifische Gewicht in Beziehung zu der Struktur, die chemische Zusammensetzung und Anderes. Abh. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Kl. N. F. **6**, Nr. 3. 177 S., 4 Tafeln. Berlin 1908.

218) F. W. CLARKE & W. C. WHEELER. The inorganic constituents of Alcyonaria. Proc. of the Nat. Academy of Sc. Vol. I. 1915, S. 552—556.

219) E. W. SKEATS. The Chemical Composition of Limestones from Upraised Coral Islands, with Notes on their Microscopical Structures. Bull. of the Mus. of Comparative Zoology, Harvard, Cambridge, **42**. 1903, S. 53—126.

220) Diese Höchstsumme von $MgCO_3$ stimmt auffällig überein mit derjenigen, welche A. SCHWAGER in einer von JOH. WALTHER in dem Korallendolomit des Vorberges vom G. Hammâm Mûsa, Sinaihalbinsel, gesammelten Tridacna-Schale gefunden hat. Diese Schale enthielt 96,18 Teile Carbonat mit 56,6 % $CaCO_3$ und 43,4 % $MgCO_3$ gegenüber 80,07 Teilen Carbonat mit 60 % $CaCO_3$ und 40 % $MgCO_3$ in dem umgebenden Riffgestein.

221) C. G. CULLIS. The Chemical and Mineralogical Changes which take place in Coral Rocks as illustrated by Specimens from the Boring at Funafuti. (Gloucester) 1899, 46 S.

222) C. KLEMENT. Sur l'origine de la dolomie dans les formations sédimentaires. Bull. de la Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. t. **9**. 1895, Mémoires, S. 3—23.

223) C. ELSCHNER. Corallogene Phosphat-Inseln Austral-Oceaniens und ihre Produkte. Lübeck 1913. 120 S. mit zahlreichen Tafeln. Vergl. auch PAUL HAMBRUCH. Entstehung, Bildung und Lagerung des Phosphats auf Nauru. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1912. S. 671—681 und A. WICHMANN. On phosphorite of the isle of Ajawi. Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. XVIII. 1915. S. 214—220.

224) Frau A. WEBER-VAN BOSSE. Ein Jahr an Bord I. M. S. Siboga. (Deutsch nach der II. Aufl.) Leipzig, W. Engelmann, 1905, S. 341, 342.

225) The Geol. Magazine Dec. 5, Vol. 8. 1911, Taf. 20, Fig. 2, S. 434, 435.

226) U. St. Geol. Survey Bull. 84. Wash. 1892, S. 153.

227) Florida State Geol. Survey. 2. Annual Report 1908/9, S. 230.

228) Vergl. z. B. EUG. DUBOIS. Sur quelque échelle s'accomplit le phénomène du transport atmosphérique de sel marin. Arch. Mus. Teyler. Sér. II. t. X, S. 461—471. Haarlem 1907. (Zitiert nach Geologisch. Zentralblatt **9**, No. 3506).

229) Vergl. über den Pelagosit meine Bemerkungen a. a. O. (Anm. 29), S. 277. Anm. 5. — Die seitdem erschienene Arbeit von O. GÖNNER. Über Pelagosit von der Insel Busi und einiger benachbarter Inseln und Scoglien. Denkschr. Kais. Ak. d. Wiss. Wien. Math. naturw. Kl. **92**. 1916, S. 289—294, in welcher auch die Literatur z. T. angegeben ist, hat nichts wesentlich Neues gebracht.

230) E. KALKOWSKY. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **60**. 1908, S. 68—125, Tafel 4—11. (Bes. S. 72).

231) Die Ooïde sind „zentrogene Sphaerolithe" im Sinne von B. POPOFF, 1903.

232) Die Angabe von H. ROSENBUSCH (Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 4. Aufl. I. 2. Stuttgart 1905, S. 129), daß die von ihm untersuchten rezenten Oolithe von den Korallenriffen von Bahama, von Ain Musa und vom Meeresstrand bei Suez, vom Wadi Deheese am Sinai und von Key West, Florida, aus „Ktypeït" beständen, ist dahin zu ergänzen, daß der Ktypeït LACROIX' nach den übereinstimmenden Feststellungen von BÜTSCHLI, LINCK u. A. nichts anderes als Aragonit ist.

233) Vergl. die letze Darstellung dieses Autors in „Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit", 2. Aufl. Leipig 1912, S. 283—285, Fig. 145.

234) TH. W. VAUGHAN. A contribution to the geologic history of the Floridian Plateau. (Papers from the Tortugas Laboratory of the Carnegie Institution of Washington, Vol. 4). Carnegie Institution of Washington Publication Nr. 133. Washington 1910, S. 99—185, Taf. 1—15. — Ders. Preliminary remarks on the geology of the Bahamas, with special reference to the origin of the Bahaman and Floridian oolites. (Papers from the Marine Biological Laboratory at Tortugas). Carnegie Institution of Washington Publication Nr. 182. Washington 1914, S. 47—54.

235) G. HAROLD DREW. The action of some denitrifying bacteria in tropical and temperate seas, and the bacterial precipitation of calcium carbonate in the sea. Journal of the Marine Biological Association, Plymouth, England. **9**. 1911, S. 142—155. — Ders. Report of preliminary investigations on the marine denitrifying bacteria, made at Port Royal, Jamaica, and at Tortugas during May and June 1911. Department of Marine Biology. Carnegie Institution of Washington. Year Book **10**, 1911, S. 136—141. — Ders. Report on investigations on marine bacteria carried on at Andros Island, Bahamas, British West Indies, in May 1912. Department of Marine Biology. Carnegie Institution of Washington Annual Report of the Director, 1912, S. 136—144. — Ders. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria, and on the action of denitrifying bacteria in tropical and temperate seas. (Papers from the Marine Biological Laboratory at Tortugas). Carnegie Institution of Washington Publikation Nr. 182. Washington 1914, S. 7—45, 2 maps, 4 Fig.

236) SAMUEL SANFORD in Florida State Geol. Survey, 2. Annual Report 1908/09, S. 211—222.

237) A. ROTHPLETZ & V. SIMONELLI. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **42**. 1890, S. 682—687.

238) Schon das läßt unter Umständen interessante Schlüsse zu, wenn nämlich Organismen sonst nicht erkennbar sind! (vergl. A. ROTHPLETZ. Compte Rendu de la XI: e Session du Congrès Géologique International [Stockholm 1910], Bd. I. 1912, S. 533).

239) G. LINCK. Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb. für Mineralogie etc. Beil. Bd. XVI. 1903, S. 495—518. — Neueres über weitere

experimentelle Untersuchungen ist enthalten in der Dissertation eines Schülers von LINCK: JOHANNES PEINE. Beiträge zur Kenntnis der Abscheidungen des kohlensauren Kalkes aus meerwasserähnlichen Lösungen. Inauguraldissertation. Jena 1913.

240) Daß faulende, stickstoffhaltige Substanzen die Ausscheidung von $CaCO_3$ bewirken, haben gleichzeitig und unabhängig von STEINMANN, dessen Arbeiten noch zu zitieren sein werden, schon J. MURRAY & R. IRVINE (On coral reefs and other carbonate of lime formations in modern seas. Proc. Roy. Soc. of Edinb. **17.** 1889, S. 79—109) nachgewiesen.

241) G. LINCK. Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft **45.** 1909, S. 267—278, Taf. 24. 25.

242) Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca, No. 10. Stockholm 1913, S. 35.

243) H. H. GRAN in MURRAY-HJORT. The Depths of the Ocean. London 1912, Kap. VI.

244) W. SALOMON. Über die Bildung dichter Kalke. Geologische Rundschau **5.** 1915, S. 478—480.

245) Das reichliche Auftreten denitrifizierender Bakterien in der durchwärmten tropischen Flachsee entzieht dem Meerwasser einen erheblichen Teil seiner Pflanzennährstoffe und erklärt wahrscheinlich die Armut der tropischen Meere an Plankton und Algenwachstum im Verhältnis zu den kälteren Meeren. Die Ergebnisse DREWS bilden daher eine Bestätigung einer älteren Hypothese von BRANDT, welche H. H. GRAN (a. a. O., S. 369/370) indessen nicht als stichhaltig anerkennen wollte.

246) Über die Entstehung dieses Gipses aus dem verwendeten Meerwasser ist sich DREW selbst nicht klar geworden. Leider erfährt man nicht, in welcher Form die Proben an Fr. E. WRIGHT zur weiteren Untersuchung versandt wurden. Im Hinblick auf die Geschichte des berüchtigten „Bathybius“ (vergl. S. 20) kann man daher nur sagen, daß diese Gipsneubildung einer dringenden Nachprüfung bedarf. Sollten aber Kontrolluntersuchungen die tatsächliche Gleichzeitigkeit der Entstehung von Gips mit der Ausfällung von $CaCO_3$ auf bakteriellem Wege erweisen, so wäre damit vielleicht eine Erklärung gefunden für den auffallenden, über 14 % betragenden $CaSO_4$-Gehalt der von der „Valdivia“ von der Agulhas-Bank geförderten Phosphoritknollen.

247) R. E. LIESEGANG. Geologische Diffusionen. Dresden & Leipzig 1913, S. 157 ff.

248) J. M. ARMS SHELDON. Concretions from the Champlain Clays of the Connecticut Valley. Boston 1900.

249) G. STEINMANN. Über Schalen- und Kalksteinbildung. Ber. d. Naturforsch. Ges. zu Freiburg i. Br. **4.** 1889, S. 288—293. — Ders. Über die Bildungsweise des dunklen Pigments bei den Mollusken nebst Bemerkungen über die Entstehung von Kalkkarbonat. Ibidem **11.** 1899, S. 40—45.

250) W. BIEDERMANN. Untersuchungen über Bau und Entstehung der Molluskenschalen. Jenaische Zeitschrift f. Naturwissenschaft **36.** 1901, S. 1—164, Taf. I bis VI. — Ders. Über die Bedeutung von Krystallisationsprozessen bei der Bildung der Skelette wirbelloser Tiere, namentlich der Molluskenschalen. Zeitschr. f. allgem. Physiologie I. 1902, S. 154—208, Taf. 3—6.

251) A. Rothpletz. Über die Bildung der Oolithe. Botanisches Centralblatt 1892, S. 265—268. — Ders. On the formation of oolite. American Geologist X, S. 279—282.

252) Daß auch diese Ooïde aus Aragonit bestehen, haben seitdem Rothpletz selbst und andere mehrfach festgestellt (vergl. Geolog. Rundschau 6. 1915, S. 89/90).

253) A. Rothpletz. Oolithische und pisolithische Kalke aus Deutsch-Ostafrika 4. und Anhang zu W. Bornhardt. Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Berlin, D. Reimer. 1900, S. 483—485.

254) L. Cayeux. Les Algues calcaires du groupe des Girvanella et la formation des oolithes. Comptes Rendus de l'Ac. d. Sc. Paris 150. 1910, S. 359—362.

255) Eine vermittelnde Anschauung vertritt O. M. Reis, welcher (in seinem ausführlichen Referate über Kalkowsky im Neuen Jahrb. f. Mineralogie etc. 1908. II. S. — 133—137 —) ein Wachstum der Ooïde „als unter gleichzeitiger, z. T. etwas bewegterer, feinkörnigere Sedimente absetzender, z. T. sehr langsam treibender, eine schlammig-muddelige Trübe zum Niederschlag bringender Sedimentation stattfindend annimmt" und von Ooïden spricht, „die sich als runde Körperchen in der muddeligen Trübe über dem Boden beinahe suspendiert fortbewegen und in dieser wandernden sehr verdünnten Schlammtrübe sich vergrößern mögen, . . . . . von einer gewissen Größe an" aber „zu Boden sinken". — Verhältnisse, wie sie Reis für die Bildung der Ooïde angenommen hat, sind nicht unbekannt; milchig getrübtes Wasser verrät dem Seefahrer in der Südsee wohl verborgene Riffe, und schon E. B. Hunt (On the origin, growth, substructure and chronology of the Florida Reef. The Americ. Journal of Sc. 2. Ser. vol. 35. 1863, S. 197—210) hat das „Weißwasser" der Florida-Bänke in Sturmzeiten anschaulich geschildert.

256) H. Schade. Zur Entstehung der Harnsteine und ähnlicher konzentrisch geschichteter Steine organischen und anorganischen Ursprungs. Zeitschr. f. Chemie und Industrie der Kolloide. 4. 1909, S. 175—180, 261—266. — Vergl. auch E. Dittler. Über die Kolloidnatur des Erbsensteins. Ibidem, S. 277.

257) Geognostische Jahreshefte 22. 1909, S. 232.

258) E. Wittich. Die Salzlager am Ojo de Liebre an der Westküste von Nieder-Kalifornien. Centralbl. f. Mineralogie etc. 1916, S. 25—32.

259) E. Wittich. Über Meeresschwankungen an der Küste von Kalifornien. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 64. 1912, S. 505—512.

260) Nach K. von Fritsch, zitiert bei Krümmel, Handbuch 1. 1907, S. 164.

261) K. Martin. Vorläufiger Bericht über eine Reise nach Niederländisch West-Indien. Tijdschrift van het Nederl. Aardrijkskundig Genootschap te Amsterdam. 1885, S. 84, 100 des Sep.

262) Ed. Suess. Das Antlitz der Erde. 2. 1888, S. 404.

263) Morphologie . . . . . Bd. 2, S. 476.

264) Veränderungen hauptsächlich dieser Art beschrieb z. B. neuerdings auch J. Fred. Hunter. Erosion and sedimentation in Chesapeake Bay around the mouth of Choptank River. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 90—B. 15 S., 1 Taf. (III). Wash. 1914.

265) G. SCHOTT. Oceanographie und maritime Meteorologie. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition. I. Jena 1902, S. 102, Anm. 1.

266) Vergl. auch K. ANDRÉE. Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beil. Bd. 25. 1908, S. 366—421.

267) J. Y. BUCHANAN. On Oceanic Shoals discovered in the S. S. „Dacia" in October 1883. Proc. of the Royal Soc. of Edinburgh **13**. 1886, S. 428—443, Taf. 12.

268) Geogr. Journ. **28**. 1906, S. 331 (zitiert nach KRÜMMEL, Handbuch **2**, S. 285).

269) M. WEBER. Die niederländische „Siboga"-Expedition zur Untersuchung der marinen Fauna und Flora des Indischen Archipels und einige ihrer Resultate. Petermanns Geographische Mitteilungen **46**. 1900, S. 187.

270) B. HELLAND-HANSEN in MURRAY-HJORT. The Depths of the Ocean. London 1912, S. 272.

271) O. KRÜMMEL. Der Ozean. 2. Aufl. 1902, S. 101 ff.

272) R. LANGENBECK. Die Tiefenverhältnisse und die Bodenbeschaffenheit des mittleren Teils des Ostatlantischen Ozeans. In Festschrift zum 350jährigen Jubiläum des Protestantischen Gymnasiums zu Straßburg i. E. 1888. S. 175—194, Taf. II. (Bes. S. 193).

273) G. HELLMANN. Über die Herkunft der Staubfälle im „Dunkelmeer". Sitz. ber. Kgl. Preuß. Ak. d. Wiss. Berlin 1913, S. 272—282. — Vergl. auch VAN DEN BROECK. Les poussières africaines. Les pluies de sang et la mer des ténèbres. Bull. de la Soc. belge de Géologie, **16**. 1902, S. 538—540. — A. TAQUIN. Les pluies de sable aux Canaries. Ibidem S. 540—541. (Diskussion: S. 541—542.)

274) Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean. Herausgegeben von der Deutschen Seewarte. 3. Aufl. Hamburg 1910, S. 128 ff.

275) Daß diese Feststellungen für das Buntsandstein-Problem von größter Bedeutung sind, kann hier nur nebenbei erwähnt werden.

276) G. HELLMANN & W. MEINARDUS. Der große Staubfall vom 9.—12. März 1901. Abh. K. Meteorol. Inst. Berlin **2**, No. 1. — Vergl. auch VALENTIN. Der Staubfall vom 9. bis 12. März 1901. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. zu Wien, Math. nat. Cl. Bd. III. IIa. Mai 1902. 50 S., 3 Tafeln; W. KÖPPEN. Der Staubfall vom 9. bis 12. März 1901 und die Mechanik der atmosphärischen Wirbel. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie **31**. 1903. S. 45—48, Taf. I; E. HERRMANN. Die Staubfälle vom 19. bis 23. Februar 1903 über dem Nordatlantischen Ozean, Großbritannien und Mitteleuropa. Ibidem S. 425—438, 475 bis 483, Taf. 20. — Über einen Sandsturm im östlichen Mittelmeer vergl. z. B. ibidem **41**. 1913. S. 544—545; über „Sandstürme im Golf von Suez" von M. PRAGER ibidem **31**. 1903. S. 22—23; über sanderfüllte Luft im Persischen Meerbusen ibidem **39**. 1911. S. 102.

277) Nach KRÜMMEL. Mehr davon bei EUG. F. PICCARD. Beiträge zur physischen Geographie des Finnischen Meerbusens. Inauguraldissertation. Kiel 1903.

278) J. THOULET. Sur le mode de formation des bancs de Terre-Neuve. Comptes Rendus . . . . . Paris **103**. 1886, S. 104. — Considérations sur la structure et la genèse des bancs de Terre-Neuve. Bull. de la Soc. de Géogr. 2e trimestre. 1889, S. 1—39, Karte.

279) E. PHILIPPI. Eisberge und Inlandeis in der Antarktis. Stille's Geologische Charakterbilder, Heft 1. Berlin, Gebrüder Bornträger 1910.

280) E. PHILIPPI. Die Schuttführung der Eisberge und des Inlandeises. „Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903". **2**. Geographie und Geologie, S. 619—627.

281) E. PHILIPPI. Über recente Facettengeschiebe von antarktischen Eisbergen. Centralbl. f. Mineralogie etc. 1904, S. 737—738.

282) H. B. BIGELOW. The shoal-water deposits of the Bermuda Banks. Proc. of the Americ. Ac. of Arts and Sciences. **40.** 1905, S. 559—592.

283) H. W. NICHOLS. Nodules from the Challenger and Argus Banks in the Atlantic Ocean. Field Columbian Museum Publ. No. III. Geol. Series. Vol. **3.** No. 3. Chicago 1906, S. 40—50, Pl. 25—27.

284) E. PHILIPPI. Betrachtungen über ozeanische Inseln. Naturwissenschaftl. Wochenschr. N. F. **6.** 1907, S. 385—390.

285) JOH. WALTHER. Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung structurloser Kalke. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **37.** 1885, S. 229—357. — Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel. Aus dem Anhang zu Abh. Kgl. Preuß. Ak. d. Wiss. Berlin 1910. 49 S., 2 Tafeln.

286) JOH. WALTHER. Die geographische Verbreitung der Foraminiferen auf der Secca di Benda Palumma im Golfe von Neapel. Mitth. a. d. Zoologischen Station zu Neapel, VIII. 2. Heft 1888, S. 377—384, Tafel 20, 21.

287) Vergl. auch W. H. DALL. Deep Sea Mollusca and the Conditions under which they exist. Proc. of the Biological Soc. of Washington. Vol. V. Washington 1890, S. 10—11. (Zit. nach A. C. JOHANSEN).

288) MME PAUL LEMOINE. Répartition et mode de vie du Maërl (Lithothamnium calcareum) aux environs de Concarneau (Finistère). Ann. de l'Inst. Océanograph. I. 3. 1910, 29 S., 1 Tafel.

289) M. FOSLIE. Die Lithothamnien des Adriatischen Meeres und Marokkos. Wissensch. Meeresuntersuch. N. F. VII., Abt. Helgoland, Heft 1. 1905, S. 1—44, Taf. I—III.

290) N. ANDRUSSOW. Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinseln Kertsch und Taman. 1—3. Kiew 1909—1912. Bes. S. 124—127: „Recente Analoga der riffartigen Bryozoenbauten."

291) K. MÖBIUS. Über Austern- und Miesmuschelzucht und die Hebung derselben an den norddeutschen Küsten. Berlin, Wiegandt & Hempel 1870. — Das Thierleben am Boden der deutschen Ost- und Nordsee. Virchow-v. Holtzendorff's Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftl. Vorträge. Heft **122.** Berlin 1871. — Zahlreiche neuere Arbeiten „Sur les gisements de Mollusques comestibles des côtes de France" von J. GUÉRIN-GANIVET und L. JOUBIN sind im Bull. de l'Inst. Océanograph. de Monaco No. 89, 105, 115, 116, 131, 135, 136, 139, 141, 154, 155, 170, 178 und an anderen dort zitierten Stellen erschienen. Eine Übersicht über diesen Gegenstand ist enthalten in L. JOUBIN. La carte des mollusques comestibles des côtes de France. Annales de Géographie XVII. 1908, S. 197 bis 204, 1 Karte (Tafel XII). — Über die Perlbänke vergl. man u. a. W. A. HERDMAN. Report on the pearl oyster fisheries of Ceylon. London 1903 und 1906.

292) Hierzu vergl. übrigens auch: J. Y. BUCHANAN. On the Occurrence of Sulphur in Marine Muds and Nodules, and its bearing on their Mode of Formation. Proc. of the Royal Soc. of Edinburgh XVII. 1890—91, S. 17—39. — Mit dieser Arbeit können wir uns indessen, soweit sie das Auftreten von Manganhydroxyden mit dem Leben des marinen Benthos in Beziehung zu setzen sucht, ebenso wenig befreunden, wie R. IRVINE & J. GIBSON (Manganese Deposits in Marine Muds. Ibidem, S. 54—59).

293) C. W. GÜMBEL. Geologisch-mineralogische Untersuchung der Meeresgrundproben aus der Nordsee. In „Die Ergebnisse der Untersuchungsfahrt S. M. Knbt. „Drache" in der Nordsee in den Sommern 1881, 1882 und 1884". Berlin 1886, S. 38.

294) J. H. H. PIRIE. Deep-sea deposits of the South Atlantic Ocean and Weddell Sea. The Scottish Geographical Magazine **21.** 1905, S. 413—417, 1 farbige Sedimentkarte 1 : 14000000.

295) J. H. H. PIRIE. Scottish National Antarctic Expedition 1902—1904: Deep-Sea Deposits. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. **49**. Part. III.—(No. 10), S. 645—686, 1 Karte. Edinburgh 1913.

296) H. ARCTOWSKI & A. F. RENARD. 1) Les sédiments marins de l'Expédition de la „Belgica". Bull. Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. Bruxelles. T. **15**. 1901, S. 420—422. — 2) Notice préliminaire sur les sédiments marins recueillis par l'Expédition de la „Belgica". Mém. cour. et autres Mém. publiés par l'Acad. Roy. de Belg. T. **61**, No. 2. 1902, S. 1—30, 1 Karte.

297) L. SCHMELCK. I. Om Søvandets faste Bestanddele. II. Om Havbundens Aflejringer. Den Norske Nordhavs-Expedition 1876—1878. IX. Chemi, S. 1—71. Christiania 1882. Mit 2 Karten.

298) O. B. BØGGILD. Havbundens Aflejringer. Den Danske Ingolf-Expedition 1895 bis 1896. I. 3. Kopenhagen 1899, 86 S., 7 Karten, 1 Tabelle.

299) J. MURRAY. The depths and deposits of the ocean. In J. MURRAY & J. HJORT. The Depths of the Ocean. A general account of the modern science of oceanography based largely on the scientific researches of the Norwegian steamer Michael Sars in the North Atlantic. London 1912, S. 130—209, Map 4.

300) MAX WEBER. Die niederländische „Siboga"-Expedition zur Untersuchung der marinen Fauna und Flora des Indischen Archipels und einige ihrer Resultate. Petermanns Geogr. Mitteil. **46**. 1900, S. 182—191. — Ders. Siboga-Expeditie. I: Introduction et description de l'Expédition. Leiden 1902, S. 37, 81, 130—134. — Liste des stations . . . . du „Siboga" . . . . 16 S. (mit Angabe der Bodenbeschaffenheit).

301) O. B. BØGGILD. Meeresgrundproben der Siboga-Expedition. Siboga-Expedition LXV. 50 S., 1 Taf., 1 Karte. Leiden 1916.

302) K. ANDRÉE. Über Vorkommen und Herkunft des Schwerspates am heutigen Meeresboden. Centralblatt für Mineralogie etc. 1918, S. 157—165.

303) E. J. JONES. On some nodular stones obtained by trawling off Colombo in 675 fathoms of water. Journal of the Asiatic Soc. of Bengal, Vol. LVI. Calcutta 1887, S. 209—212, Plate II. — Examination of Nodular Stones obtained by trawling off Colombo. Records of the Geol. Survey of India. 1888. **21**, S. 35—37.

304) G. FORCHHAMMER. Om Sövandets Bestanddele og deres Fordeling i Havet. Universitätsprogramm, Kopenhagen 1859, S. 14. — Ders. On the Composition of Sea-water in the different parts of the Ocean. Philos. Transactions **155**. London 1865, S. 213.

305) FRANZ EILHARD SCHULZE & HANS THIERFELDER. Über Baryumsulfat in Meerestieren (Xenophyophora F. E. Sch.). Sitz. ber. d. Ges. Naturforsch. Freunde zu Berlin 1905, S. 2—4. — FRANZ EILHARD SCHULZE. Die Xenophyophoren, eine besondere Gruppe der Rhizopoden. Wissensch. Ergebn. d. Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia" 1898—99. Bd. XI. 1. Jena, G. Fischer 1905. — Ders. Die Xenophyophoren der Siboga-Expedition. Siboga-Expeditie. Monogr. IV bis. Leiden, E. J. Brill 1906. — Ders. Die Xenophyophoren der amerikanischen Albatroß-Expedition 1904/05. Sitz. ber. d. Ges. Naturforsch. Freunde zu Berlin 1906. No. 8, S. 205—229, 1 Tafel. — Ders. Xenophyophora. Zoolog. Anzeiger **39**. 1912, S. 38—43.

306) ALEXANDER SCHEPOTIEFF. Untersuchungen über niedere Organismen. II. Die Xenophyophoren des Indischen Ozeans. (W. Spengel's) Zoolog. Jahrbücher **32**. 1912, S. 245—286, Tafel XV, XVI.

307) J. V. SAMOJLOFF in Bull. de l'Acad. Imp. des Sc. de St. Pétersbourg. VI. Sér. t. IV. 1910, S. 857—880, 1 Tafel. — Ders. Über Baryumsulfat in Organismen (russisch). Ibidem, t. V. 1911, S. 475—477.

308) Br. Doss im Neuen Jahrb. f. Mineralogie etc. 1912. I. — 417. —
309) J. W. Bailey. On the origin of greensand, and its formation in the oceans of the present epoch. The American Journal of Science. Ser. 2. vol. **22**. 1856, S. 280—284. — Proc. Boston Soc. Nat. Hist. vol. **5**, S. 364—368.
310) L. F. von Pourtalès. Der Boden des Golfstroms und der atlantischen Küste Nordamerikas. Petermanns Geogr. Mitt. **16**. 1870, S. 393—398, Tafel 20.
311) W. A. Caspari. Contributions to the chemistry of submarine glauconite. Proc. Roy. Soc. Edinburgh. **30**. 1910, S. 364—373.
312) C. W. von Gümbel. Über die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. Sitz.-ber. k. bayr. Ak. Wiss. **16**. 1886, Math. Phys. Cl. 3, S., 417—449, 1 Tafel.
313) L. W. Collet & G. W. Lee. Recherches sur la glauconie. Proc. Roy. Soc. Edinburgh **26**. 1906, S. 238—278, 12 Tafeln, 1 Karte. — Vergl. auch derselben: Sur la composition chimique de la glauconie. Comptes Rendus Ac. Sc. Paris **142**. 1906, S. 999—1001.
314) Es bliebe zu untersuchen, ob z. B. Vorkommnisse, wie die gelben, roten und braunroten Steinkernbildungen von Foraminiferen, welche C. G. Ehrenberg (Über den Grünsand und seine Erläuterung des organischen Lebens. Abh. K. Ak. Wiss. Berlin 1855, S. 129, 130, 174, Tafel 7. Berlin 1856) aus der Kreide Alabamas beschrieben hat, diesem zweiten Stadium der Glaukonitbildung entsprechen oder ob sie das Produkt nachträglicher Verwitterung sind.
315) G. Schott. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg 1912, S. 98.
316) C. W. von Gümbel. A. a. O. (Anm. 312), S. 429 und in „Die mineralogisch-geologische Beschaffenheit der auf der Forschungsreise S. M. S. „Gazelle" gesammelten Meeresgrundablagerungen". „Die Forschungsreise S. M. S. „Gazelle" in den Jahren 1874 bis 76". II. Physik und Chemie. Berlin 1888, S. 82.
317) L. Cayeux. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Lille 1897.
318) L. W. Collet. Les Dépôts Marins. Paris 1908, 325 S.
319) C. G. Ehrenberg. Beitrag zur Kenntnis der unterseeischen Agulhas-Bank an der Südspitze Afrikas als eines sich kundgebenden grünsandigen Polythalamien-Kalkfelsens. Monatsber. Ak. Wiss. Berlin 1863, S. 379—394.
320) Al. Agassiz. Three Cruises of the United States Coast and Geodetic Survey Steamer „Blake" in the Gulf of Mexico, in the Caribbean Sea, and along the Atlantic Coast of the United States, from 1877 to 1880. Bull. of the Mus. of Compar. Zool. at Harvard College in Cambridge, Mass., U. S. A. Vol. **14**, **15**. 1888.
321) L. W. Collet. Les concrétions phosphatées de l'Agulhas-Bank (Cape of Good Hope). Avec une note sur la glauconie qu'elles contiennent, par G. W. Lee. Proc. Roy. Soc. Edinburgh. **25**. 1905, S. 862—893, 4 Tafeln.
322) R. Irvine & W. S. Anderson. On the Action of Metallic (and other) Salts on Carbonate of Lime. Proc. Roy. Soc. Edinburgh. **18**. 1892, S. 52—54.
323) J. Lomas. On deposits dredged by Prof. Herdman in the Indian Ocean. Rep. Brit. Assoc. for 1902. 72. Vers., S. 644—646, 1903.
324) Rogers and Schwarz. Notes on the recent Limestones on parts of the South and West Coasts of Cape Colony. Trans. S. Afric. Phil. Soc. 1900, S. 427. (Zitiert nach Murray & Philippi a. a. O. [Anm. 33], S. 187).
325) J. Murray. Report on the specimens of bottom deposits. Reports on the results of dredging . . . . . . by the U. S. Coast Survey Steamer „Blake" . . . . . . No. XXVII. Bull. of the Mus. of Compar. Zool. at Harvard College, Cambridge, Mass., U. S. A., Vol. **12**. 1885, S. 37—61. — R. E. Peake. On the survey by

the S. S. „Britannia" of the cable route between Bermuda, Turk's Islands, and Jamaica. With descriptions by J. MURRAY of the marine deposits brought home. Proc. Roy. Soc. Edinburgh. **22**. 1900, S. 409—429, 1 farbige Sedimentkarte.

326) S. P. SHARPLES. On some rocks and other dredgings from the Gulf Stream. Am. Journ. Sc. 3. ser. vol. **1**. 1871, S. 168—171.

327) Im Original findet sich bei dieser Analyse eine andere Summe angegeben, was hier im Einklang mit AL. AGASSIZ (Anm. 320) berichtigt sei.

328) J. Y. BUCHANAN. On the composition of some deep-sea deposits from the Mediterranean. Proc. Roy. Soc. Edinburgh. Vol. **18**. 1892, S. 131—138.

329) J. THOULET. Sur la constitution du sol sous-marin. Comptes Rendus Ac. Sc. Paris **135**. 1902, S. 215—216.

330) O. B. BÖGGILD. The deposits of the sea-bottom. Report on the Danish Oceanographical Expeditions 1908—1910 to the Mediterranean and adjacent seas. Vol. **1**. 1913, No. 3, S. 257—269, 1 Karte (Pl. 20).

331) K. NATTERER. Chemische Untersuchungen im östlichen Mittelmeer. 1., 3. & 4. Reise S. M. Schiffes „Pola" in den Jahren 1890—93. Ber. d. Comm. f. Erforschung d. östl. Mittelmeeres No. 3, 7 und 11. Denkschr. K. Ak. Wiss. Wien **59**. 1892, S. 83—104, 1 Karte, S. 105—120, 1 Karte. — **60**. 1893, S. 49—82, 1 Karte. — **61**. 1894. S. 23—64, 1 Karte. — K. NATTERER. Chemisch-Geologische Tiefseeforschung: Expeditionen der Schiffe „Pola" und „Taurus" in das östliche Mittelmeer, Marmara-Meer und Rote Meer. Geogr. Zeitschr. **5**. 1899, S. 190 bis 209, 252—260.

332) TH. FUCHS. Kritische Bemerkungen zu Dr. Natterer's „Chemisch-Geologischen Tiefseeforschungen". Mitt. Geogr. Ges. Wien. **43**. 1900, S. 110—119.

333) JAN DE WINDT & F. BERWERTH. Untersuchungen von Grundproben des östlichen Mittelmeeres, gesammelt auf der 1., 3. und 4. Reise von S. M. S. „Pola" in den Jahren 1890, 1892 und 1893 (Ber. d. Komm. für ozeanogr. Forsch. No. 24). Denkschr. Kais. Ak. Wiss. Wien. **74**. 1902, 10 S.

334) W. C. WILLIAMSON. On some of the microscopical objects found in the mud of the Levant and other deposits. Mem. Lit. and. Phil. Soc., Manchester, **8**. 1847, S. 1—128.

335) TH. FUCHS. Über einige von der Österreichischen Tiefsee-Expedition S. M. Schiffes „Pola" in bedeutenden Tiefen gedredschte Cylindrites-ähnliche Körper und deren Verwandtschaft mit Gyrolithes (Ber. d. Comm. für Erforschung des östl. Mittelmeeres No. 10). Denkschr. Kais. Ak. Wiss. Wien. Math. Naturw. Cl. **61**. 1894, S. 11—22, Tafel 1—3.

336) Ähnlich schlechte „Ventilationsverhältnisse" wie das Schwarze Meer zeigen nach B. HELLAND HANSEN (in Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie Bd. I. 1908, S. 553—573 und in MURRAY-HJORT, The depths of the ocean. London 1912, S. 257) nicht nur manche norwegische Fjorde, welche durch submarine Schwellen gegen den Ozean abgesperrt sind — „threshold fjords" —, sondern in kleineren Verhältnissen auch die ebendort gelegenen Austern-Polle, über deren eigenartige Verhältnisse auch in der Naturwissensch. Wochenschr. N. F. VIII. 1909, S. 830 bis 831 (CARL H. GAIL) oder in einer Arbeit des Verf.s (ibidem N. F. XI. 1912, S. 245—246) und im letzten Abschnitt dieses Buches, S. 560—561, nachgelesen werden mag. Ein schleimiger, an or-

ganischen Stoffen reicher, bakterienhaltiger und $H_2S$-entwickelnder Schlamm bedeckt den Boden. Das sind Verhältnisse, wie sie auch für manche „fossile Schwarze Meere" zu berücksichtigen wären.

337) TH. FUCHS. Über die Natur der sarmatischen Stufe und deren Analoga in der Jetztzeit und in den früheren geologischen Epochen. Sitz.ber. K. Ak. d. Wissensch. Wien **75**. 1877, S. 321—339.

338) N. ANDRUSSOW. Einige Resultate der Tiefseeuntersuchungen im Schwarzen Meere. Mitt. d. K. K. Geograph. Ges. in Wien **36** (N. F. **26**). 1893, S. 373 bis 393. — Ders. La mer noire. Guide des Excursions du VII. Congrès Géologique International. St. Pétersbourg 1897, No. 29, 13 S.

339) J. MURRAY. On the deposits of the Black Sea. The Scott. Geogr. Mag. **16**. 1900, S. 673—702, 2 Tafeln.

340) A. PHILIPPSON (Bosporus und Hellespont. Hettners Geographische Zeitschr. IV. 1898, S. 16—26) hat die Bedeutung gerade dieser Funde abzuschwächen gesucht, indem er meinte, daß jene Schalen auch durch den oberpliozänen Abfluß des Pontus oder in der Jetztzeit durch Meeresströmungen, vielleicht auch in als Schiffsballast dienendem Pliozänsande dorthin verschleppt worden sein könnten. Schon N. ANDRUSSOW (Kritische Bemerkungen über die Entstehungshypothesen des Bosporus und der Dardanellen. Sitzungsber. d. Naturforscherges. bei der Universität Jurjew (Dorpat), **18**. 1900, S. 378f.) hat sich gegen diese Erklärungsversuche gewendet und R. HÖRNES (Die Bildung des Bosporus und der Dardanellen. Sitzungsber. Kaiserl. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. naturw. Kl. Bd. CXVIII. 1909, S. 693—758) sich ihm angeschlossen. Die Erklärung durch Ballastverschleppung muß schon im Hinblick auf die gleichen Funde am Boden des Schwarzen Meeres abgelehnt werden. Absolut strittig ist ferner die Möglichkeit der Verschleppung durch einen eventuellen oberpliozänen Abfluß des Pontus. Schließlich ist aber auch die Einschleppung durch jetzige Meeresströmungen aus dem Pontus in das Marmara-Meer unmöglich, da diese Strömung gegenwärtig in der Tiefe des Bosporus aus dem Marmara-Meer ins Schwarze Meer geht, und für den Transport der Schalen nur diese Unterströmung in Betracht kommen könnte. „Diese Unterströmung bringt aus dem Bosporus in die Nähe seiner Mündung ins Schwarze Meer abgerollte mediterrane Conchylien und kleine Steine, es ist also gegenwärtig wohl eine Einschleppung solcher Dinge aus dem Marmara-Meer in das Schwarze Meer, aber nicht umgekehrt möglich" (HÖRNES). — Zur Frage dieses Vorkommens vergl. auch W. PENCK (Grundzüge der Geologie des Bosporus. Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde. N. F. A. Heft 4. Berlin 1919, bes. S. 68, Anm. 1).

341) JOHN MILNE. Sub-oceanic changes. The Geographical Journal **10**. 1897, S. 129 bis 146, 259—285.

342) F. X. SCHAFFER. Über subaquatische Rutschungen. Centralblatt für Mineralogie etc. 1916, S. 22—24.

343) ARN. HEIM. Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1908. **2**. S. 136 bis 157, Taf. 13.

344) Ein Teil der in Frage kommenden Literatur hierüber kann einer Arbeit von F. F. HAHN (Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls [Nordamerika] und ihr Verhältnis zu ähnlichen Störungsbildern. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beil. Bd. **36**. 1912, S. 1—41, Tafel 1—3) entnommen werden, mit welchem Hinweis indessen keineswegs völlige Zustimmung zu allen dort geäußerten Ansichten gegeben werden soll.

345) J. THOULET. Sur les fragments de pierre ponce des fonds océaniques. Comptes Rendus Ac. Sc. Paris t. **134**. 1902, S. 728—729.

346) H. LOHMANN. Untersuchungen über das Pflanzen- und Tierleben der Hochsee im Atlantischen Ozean während der Ausreise der „Deutschland". Sitz. ber. d. Ges. naturforschend. Freunde. Berlin 1912, S. 23—54, Tafel I.

347) H. LOHMANN. Über die Beziehungen zwischen den pelagischen Ablagerungen und dem Plankton des Meeres. Internat. Revue der ges. Hydrobiologie & Hydrographie **1**. 1908, S. 309—323, 1 Tafel.

348) O. BÜTSCHLI. Chemische Natur der Skelettsubstanz des Podactinelius und der Acantharia überhaupt. „Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903". **9**. Zoologie. **1**. Heft 4. 3. Abh. Berlin, G. Reimer 1907. — Vergl. auch Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beil.bd. **37**. 1913, S. 346, 368, Anm. 1.

349) Wo. OSTWALD. Zur Theorie des Planktons. Biologisches Centralblatt **22**. 1902, S. 596—605, 609—638.

350) Ergebn. d. Plankton-Exped. d. Humboldt-Stiftung. I. A. Kiel 1892. 2. Anhang zu Kap. IX, S. 1—33, Taf. 8.

351) Des Vergleiches halber ist es von Interesse zu erfahren, daß G. SCHOTT (Anm. 265, S. 165) für die „säkulare" Verschiebung des antarktischen Tiefseewassers im Nordatlantischen Ozean als obere Grenze der Geschwindigkeit 0,7 mm in der Sekunde berechnen konnte, während C. FORCH (Eine Bemerkung zur Geschwindigkeit der Tiefseeströmungen. Annalen der Hydrographie usw. **32**. 1904, S. 172—173) für den Indischen Ozean als untere Grenze nur 0,1 mm in der Sekunde fand.

352) W. KÜKENTHAL. Die marine Tierwelt des arktischen und antarktischen Gebietes in ihren gegenseitigen Beziehungen. Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde u. d. Geograph. Inst. Berlin, Heft 11, 1907 enthält eine eingehende Diskussion der nicht eindeutig gelösten Frage der Bipolarität.

353) H. LOHMANN. Die Coccolithophoriden, eine Monographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntnis des Mittelmeerauftriebs. Archiv für Protistenkunde I. 1902, S. 89—165, Taf. IV—VI.

354) J. SCHILLER. Der derzeitige Stand unserer Kenntnis der Coccolithophoriden. „Die Naturwissenschaften", **4**. 1916, S. 277—283, 10 Textfiguren.

355) Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1870, S. 753—767. — „Das Ausland" **43**. 1870, S. 763/4.

356) H. LOHMANN. Untersuchungen über die Tier- und Pflanzenwelt, sowie über die Bodensedimente des Nordatlantischen Ozeans zwischen dem 38. und 50. Grade nördlicher Breite. Sitz.ber. Kgl. Preuß. Ak. Wissensch. Phys. Math. Cl. 1903. XXVI, S. 560—583, 1 Taf.

357) Vergl. Anm. 298.

358) F. FOUQUÉ & MICHEL LÉVY. Sur les roches recueillies dans les sondages opérés par le Talisman. Comptes Rendus Ac. Sc. Paris t. **102**. 1886, S. 793—795.

359) Vergl. Anm. 299 und B. N. PEACH in Proc. Roy. Soc. Edinb. 32. 1913, S. 262 bis 291, Taf. I—IX, 1 Karte.

360) J. GEBBING. Chemische Untersuchungen von Meeresboden-, Meerwasser- und Luftproben der Deutschen Südpolarexpedition. „Deutsche Südpolarexpedition 1901 bis 1903“, VII. Heft II, S. 77—234, 1909.

361) Wenn KONRAD NATTERER die Ansicht geäußert hat, daß Spuren von Petroleum, die er im Tiefenschlamm des untermeerischen Abfalles der Küsten von Syrien und Palästina, sowie am Ausgange des Golfes von Suez feststellen zu können glaubte, sich in eben diesen Schlammen gebildet hätten, so ist dieses offenbar ein Irrtum. Das Öl dieser Vorkommnisse entstammt vielmehr sehr wahrscheinlich älteren Petroleumlagerstätten, wie sie seither in diesen Gebieten mehrfach festgestellt werden konnten.

362) „Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903“. VII. 1912, Heft III, S. 266.

363) E. PHILIPPI. Über organische Ablagerungen am Grunde der Tiefsee. Naturwissenschaftl. Wochenschr. N. F. Bd. III. 1904, S. 381—382.

364) J. MURRAY & R. E. PEAKE. On recent contributions to our knowledge of the floor of the North Atlantic Ocean. The Royal Geogr. Soc. London. Extra Publication 1904.

365) R. E. PEAKE. On the results of a deep-sea sounding expedition in the North Atlantic during the summer of 1899. With notes on the temperature observations and depths, and a description of the deep-sea deposits in this area by J. MURRAY. Roy. Geogr. Soc. Suppl. Papers. London 1901.

366) J. MURRAY & R. IRVINE. On the manganese oxides and manganese nodules in marine deposits. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Vol. 37. 1895, S. 721—742, 10 Textfiguren.

367) J. MURRAY. On the depth and marine deposits of the Indian Ocean, with descriptions of the deposit samples collected by Mr. J. Stanley Gardiner in 1905. (Percy Sladen Trust Expedition). Trans. Linn. Soc. Ser. 2, Zool. Vol. XIII, 1909, S. 355—396, Plates 22—24.

368) G. SCHOTT. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg 1912.

369) P. F. KENDALL. On the cause of the bathymetric limit of Pteropod Ooze. Rep. 66th Meeting Brit. Ass. Adv. Sc. 1896, S. 789—791.

370) Vergl. TH. FUCHS. Über Pteropoden- und Globigerinenschlamm in Lagunen von Koralleninseln. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1905, S. 169—172.

371) J. B. HARRISON & A. I. JUKES-BROWNE. Notes on the chemical composition of some oceanic deposits. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 51. 1895, S. 313—328.

372) W. A. CASPARI. The composition and character of oceanic red clay. Proc. Roy. Soc. Edinb. 30. 1910, S. 183—201.

373) F. W. CLARKE. The composition of the red clay. The Journal of Geology, 15 (Chicago 1907), S. 783—789. — Desgleichen in Proc. Roy. Soc. Edinb, 27. 1907, S. 167—171.

374) F. W. CLARKE. The composition of terrigenous deposits. Ibidem, S. 269—270.

375) F. W. CLARKE & G. STEIGER. The relative abundance of several metallic elements. Journ. of the Washington Ac. of Sc. 4. 1914, S. 58—62.

376) Vergl. bei MURRAY & LEE (Anm. 35), S. 9/10.

377) Freiherr VON REICHENBACH. Die meteorischen Kügelchen des Capitain Callum. J. C. Poggendorff's Annalen der Physik und Chemie. 4. Reihe. 16 (106). 1859, S. 476—490.

378) ST. MEUNIER & G. TISSANDIER. Présence de sphérules magnétiques, analogues à ceux des poussières atmosphériques, dans des roches appartenant aux anciennes périodes géologiques. Comptes Rendus Ac. Sc. Paris t. **86**, 1878, S. 450—453.

379) J. M. FLINT. A contribution to the oceanography of the Pacific. Bull. U. St. National Museum No. 55. Washington 1905.

380) Vergl. bei MURRAY & LEE (Anm. 35), Appendix A.

381) J. Y. BUCHANAN. On the composition of oceanic and littoral manganese nodules. Trans. Roy. Soc. Edinb. **36**. II. No. 17, 1891, S. 459—483, 1 Tafel, 1 Karte.

382) A. H. CHURCH. Manganese in the sea. Min. Mag. Vol. I. 1876, S. 50—53.

383) C. W. GÜMBEL. Die am Grunde des Meeres vorkommenden Manganknollen. Sitz.ber. k. bayer. Ak. Wissensch. Math.-phys. Cl. 1878, 2, S. 189—209. — Vergl. auch Anm. 316, S. 101—104.

384) Vergl. Anm. 31, S. 373, Anm. 1 und J. MURRAY & R. IRVINE. On the manganese oxides and manganese nodules in marine deposits. Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh vol. **37**. 1895, S. 721—742, 10 Textfiguren.

385) J. MURRAY. On marine deposits in the Indian, Southern and Antarctic Oceans. Scott. Geogr. Mag. **5**. 1889, S. 405—436, 12 Abb. — The Geol. Mag. (Dec. 3) vol. **6**. 1889, S. 514—517, Fig. 1—6.

386) C. R. EASTMAN. Sharks' teeth and cetacean bones from the red clay of the tropical Pacific. Mem. of the Mus. of Compar. Zool. at Harvard Coll. Vol. XXVI. No. 4. 1903, S. 177—191, Pl. I—III.

387) C. R. EASTMAN. Sharks' teeth and cetacean bones. Rep. on the Scientif. Results of the Exped. to the eastern tropic. Pacific by the U. S. Fish. Comm. Steamer „Albatross" from Oct. 1904 to March 1905. VII. Bull. of the Mus. of Comp. Zool. at Harvard College. Vol. L. No. 4. 1906, S. 75—98, Pl. I, I A, II, III.

388) F. SALMOJRAGHI. Di alcuni saggi di fondo dei nostri mari. Rend. R. Ist. Lombardo di Sc. e Lett. (2) XLII. Milano 1909, S. 698—719, 1 tav.

389) E. HAECKEL. Plankton-Studien. Jena, G. Fischer, 1890, S. 31.

390) G. KARSTEN. Das Phytoplankton des antarktischen Meeres. Wissensch. Ergebn. d. Deutsch. Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia" 1898—1899, Bd. II, 2. 136 S., 19 Tafeln. Jena, G. Fischer 1905.

391) Literatur und kritischer Überblick bei O. KRÜMMEL, Handbuch . . . II, S. 512—514.

392) E. VON DRYGALSKI. Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893, Bd. I. Berlin 1897, S. 387—404: „Die Bildung der Eisberge". Vergl. auch KRÜMMEL, Handbuch, Bd. I, S. 519—521.

393) J. P. KOCH & A. WEGENER. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1914, S. 4 ff. Ich beziehe mich ferner auf einen Brief des Letztgenannten vom 10. II. 1919.

394) M. E. ENGELL. Über die Entstehung der Eisberge. Zeitschr. f. Gletscherkunde. **5**. 1910/11, S. 123—132.

395) Aus KOCHS Tagebuch vom 28. IX. 1912: „. . . . . . Springflut; es scheint, als ob die Gezeiten nun kräftiger auf die Bildung der Eisberge wirken. Bei Niedrigwasser öffnen sich oben die Spalten, und Brocken von Eis stürzen herunter und füllen sie an. Wenn die Hochflut kommt und die Spalten wieder schließen will, wirken die niedergestürzten Massen wie Keile; statt die Spalten oben zu schließen, sprengt die Hochflut den Eisberg von unten ab".

396) Hierzu vergl. auch L. MECKING in Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde Berlin, Heft 7, 1906, S. 10.

397) W. Brennecke. Neuere Beobachtungen aus dem Treibeisgebiet bei der Neufundland-Bank. Annalen der Hydrographie u. maritimen Meteorologie, **41.** 1913, S. 607—613.

398) O. Baschin. Das Treibeis der Neufundlandbank und seine Gefahr für die Schiffahrt. Naturwissenschaftl. Wochenschrift. N. F. XI (XXVII). 1912, S. 353—357.

399) Vergl. z. B. P. C. Sutherland. On the geological and glacial phenomena of the coasts of Davis' Strait and Baffin's Bay. The Quart. Journ. of the Geol. Soc. IX. 1853, S. 296—312. — John Milne. Ice and ice-work in Newfoundland. The Geol. Mag. Dec. 2, vol. III. 1876, S. 303—308, 403—410. — Ch. Lyell. Principles of Geology. 10. Aufl. London 1867. I, S. 379—386.

400) A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. II, S. 512—516: „Wirkung des Meereises".

401) E. von Drygalski. Die Antarktis und ihre Vereisung. Sitz. ber. d. Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Math. phys. Klasse. 1919, S. 1—42.

402) Eine recht interessante Untersuchung über diese Gesetzmäßigkeiten ist in J. A. Udden. Mechanical composition of clastic sediments. Bull. of the Geol. Soc. of America **25.** 1914, S. 655—744 zu vergleichen.

403) C. Gagel. Die mittelatlantischen Vulkaninseln. Handb. d. Region. Geologie. 4. Heft (Bd. VII. 10). 1910, S. 12.

404) Joh. Walther. Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1908, S. 506.

405) E. Philippi †. Die Schuttführung der Eisberge und des Inlandeises. „Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903", Bd. II. Geographie und Geologie. S. 619 bis 627, 6 Textabb.

406) K. Fricker. Die Entstehung und Verbreitung des Antarktischen Treibeises. Leipzig 1893. (Vergl. auch d e s s. „Ursprung und Verbreitung des antarktischen Treibeises", I. Teil. Inaugural-Dissertation. Leipzig 1892, 112 S., 1 Südpolarkarte 1 : 40 Millionen).

407) Vergl. E. Philippi. Über das „Schelfeis" der Antarktis. Zeitschr. f. Gletscherkunde **4.** 1910, S. 146—150.

408) G. von Helmersen. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Rußlands. Mém. de l'Acad. des Sc. de St. Pétersbourg (7), XIV, No. 7. 1869, 137 S., 10 Tafeln und (7) XXX, No. 5. 1882, 56 S., 7 Tafeln. — Graf von Keyserling. Sur l'envahissement du golfe de Reval par les glaces flottantes. Bull. de la Soc. Géol. de France (2). XXVII. 1870, S. 223—224.

409) O. Krümmel, Handbuch . . . . Bd II, S. 500.

410) E. von Drygalski. Die Vereisung von Meeresräumen, ihre Möglichkeiten, Entwicklung und Wirkung. Verh. d. Schweiz. Naturforsch. Ges., **93.** Jahresvers. Basel 1910, Bd. I, S. 102—117.

411) Edv. Bay. Drivisens Transport af Grus, Ler og Sten langs Grönlands Oestkyst, samt dens og Istidens Indflydelse paa Havbunden samme Steds. Meddelelser om Grönland. Hefte 19. Kopenhagen 1896, S. 177—187. (Französ. Zusammenfassung: S. 266/267). — Vergl. auch P. Eberlin. Storisens Transport af Ler, Grus og Sten. Ibidem Hefte 9. 1889, S. 264—270. (Französ. Zusammenfassung: S. 392—396).

412) Stellenweise dürfte aber auch der Gegenstrom kalten, polaren Wassers in der gleichen Weise wirken, welcher über die Schwelle in den tiefsten Kerben gleichsam wie über ein Wehr hinüberströmt.

413) F. H. Tizard. Remarks on the Soundings and Temperatures obtained in the Faeoe Channel during the Summer of 1882. Proc. Roy. Soc. London, XXXV. 1883, S. 208.

414) Daß diese Annahme bei der großen Höhe der inneren Teile des Antarktischen Kontinentes nicht mehr streng aufrecht erhalten werden kann, hat unlängst erst E. VON DRYGALSKI (Die Antarktis und ihre Vereisung. Sitzungsber. d. bayerisch. Akad. d. Wissensch., Math.-physik. Klasse, 1919, S. 36) wieder betont.

415) O. KRÜMMEL. Handbuch . . . . Bd. II, S 433—438, 650. — Ders. Flaschenposten, treibende Wracks und andere Triftkörper in ihrer Bedeutung für die Enthüllung der Meeresströmungen. „Meereskunde" II, 7. Berlin 1908.

416) C. OCHSENIUS. Eine schwimmende Insel im Atlantischen Ozean. Petermanns Geogr. Mitt. **39**. 1893, S. 44.

417) W. B. HEMSLEY. On the dispersal of plants by oceanic currents and birds. Challenger-Report. Botany. Vol. I, Part III. 1884, Appendix S. 277—313, Taf. LXIV, LXV. — Vergl. auch ibidem Vol. I. Introduction 1885, S. 42—48.

418) GR. KRAUS. Treibhölzer. Die zweite Deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän KARL KOLDEWEY. II. Bd. Leipzig, F. A. Brockhaus 1874, S. 97—132. — FREDRIK INGVARSON. Om Drifveden i Norra Ishafvet. Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar. **37**, No. 1. Stockholm 1903, 84 S. — Eine kurze Zusammenstellung über Treibhölzer und die darauf bezügliche Literatur gab auch H. POTONIÉ in „Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten", Bd. III. Abh. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt N. F. 55. III. Berlin 1912, S. 257—265.

419) O. KRÜMMEL. Die nordatlantische Sargasso-See. Petermanns Geogr. Mitt. **37**. 1891, S. 129—141. Tafel 10.

420) F. VON RICHTHOFEN. Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886, S. 423—424.

421) F. BÖRGESEN. The species of Sargassum, found along the coasts of the Danish West Indies with remark upon the floating form of the Sargasso Sea (Mindeskrift for Japetus Steenstrup), 4°, 20 S., 8 Fig. Kopenhagen 1914. (Zit. nach dem Folgenden).

422) JAKOB FRÜH. Zur Kenntnis der Sargassosee. Petermanns Geograph. Mitt. **60**. 1914. I, S. 196 - 197.

423) Ø. WINGE in „Dansk Botanisk Tidsskrift", Bd. XXXIV. (Zit. nach Peterm. Geogr. Mitt. **60**. 1914. II, S. 121).

424) K. MÖBIUS in seinem Bericht über „Mollusken, Würmer, Echinodermen und Cölenteraten" in „Die zweite deutsche Nordpolarfahrt", Bd. 2. Leipzig 1874, S. 252.

425) FR. HEINCKE. Die Mollusken Helgolands. Wissensch. Meeresuntersuch., herausgegeb. von d. Komm. zur wissenschaftl. Untersuch. der Deutschen Meere in Kiel und der Biolog. Anstalt auf Helgoland. N. F. I. 1894, S. 140—141.

426) R. VALLENTIN. Some Remarks on the Dispersal of Marine Animals by means of Seaweeds. The Ann. and Mag. of Nat. Hist. VI. Ser., vol. **16**. 1895, S. 418—423.

427) Die Frage der Kalkausfällungen am Boden der heutigen Tiefsee ist eingehend von E. PHILIPPI erörtert worden. (Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Festband 1907, S. 397—445).

428) H. LOHMANN. Neue Untersuchungen über die Verteilung des Planktons im Ozean. Sitz.ber. d. Ges. naturforschender Freunde, Berlin 1916, S. 73—126, 1 Tabelle u. Tafel I, II.

429) H. LOHMANN. Die Bildung von Tiefseeablagerungen durch Auftrieborganismen der Hochsee (Vortragsreferat). Verh. d. Naturwissensch. Ver. zu Hamburg.

3. Folge. XXV. 1917 (Hamburg 1918), S. XXIX—XXXI. — Briefl Mitt. von H. LOHMANN an den Verf. vom. 28. XI. 1918.

430) Hierzu vergl. auch J. MURRAY & R. IRVINE. On Silica and Siliceous Remains of Organisms in Modern Seas. Proc. of the Royal Soc. of Edinburgh, XVIII. 1890—91, S. 229—250.

431) O. KRÜMMEL. Handbuch . . . . Bd. I, S. 323.

432) ALEXANDER WOEIKOW. Der Salzgehalt der Meere und seine Ursachen. Petermanns Geogr. Mitt. 1912. I, S 5—8, 75—76.

433) J. PARTSCH. Kephallenia und Ithaka. Petermanns Geogr. Mitt., Ergänzungsheft 98. 1890, S. 19.

434) H. PRAESENT. Bau und Boden der Balearischen Inseln. XIII. Jahresber. d. Geograph. Ges. zu Greifswald f. 1911—1912. Greifswald 1913, S. 69.

435) Auflösung durch das Ostseewasser hat zuerst C. GREWINGK (Über unterseeische Auswaschungen ostbaltischer Dolomite. Sitz.ber. d. Naturforscher-Ges. bei der Universität Dorpat. 6. 1881 [1884], S. 83—87) aus der Narva'schen Bucht der Nordküste Estlands im Finnischen Meerbusen an Silurgeschieben und an mehreren Punkten im innersten Winkel des Rigaschen Meerbusens an wohl anstehenden devonischen Dolomiten festgestellt. AL. TORNQUIST (Am Grunde der Ostsee angelöste Geschiebe. Schrift. d. Physik.-Ökonom. Ges. Königsberg i. Pr. 51. 1910, S. 23—30, Taf. III, IV) beschrieb die gleiche Erscheinung von Untersilurgeschieben des „Scharfen Grundes“ nördlich von Cranz, 40 km von der Küste des ostpreußischen Samlands aus 20 m Tiefe, einer offenbar aus Geschiebemergel bestehenden Untiefe. Hier wie dort werden die betreffenden Stellen von den Fischern ängstlich gemieden, da die durch die Anlösung zackig zerfressenen Gesteinsstücke die Netze zerreißen. Bemerkenswert ist die von beiden Autoren mitgeteilte Kruste von Limonit, welche die angelösten Gesteine, zumal dicht oberhalb der Linie, bis zu welcher sie aus dem Untergrund in das Seewasser hineinreichten, zeigten (siehe die Textfiguren 129 und 130 auf S. 402, 403). Immerhin darf nicht verschwiegen werden, daß es dem Verf. der vorliegenden Darstellung durchaus nicht bewiesen erscheint, daß das Ostseewasser in seiner heutigen Zusammensetzung die Anlösung jener Geschiebe bewirkt habe. Vielmehr ging die Anlösung offenbar der Limonitausscheidung voraus; und es ist sehr wohl möglich, daß sie ein Vorgang jenes längst vergangenen Abschnittes der Postglazialzeit war, in welchem die Ostsee ein gegen den Ozean abgeschlossenes Süßwasserbecken (Ancylus-See) darstellte. In diesem Falle würden jene Anlösungen mit den z. T. durchaus ähnlichen Erscheinungen zusammengehören, welche EDG. DACQUÉ (Über die Entstehung eigentümlicher Löcher im Eozänkalk des Fajûm, Ägypten. Geologische Rundschau 6. 1915, S. 193—201, Tafel VIII) unlängst aus dem Fajûm beschrieben hat, unter Hinweis auch auf ein kanadisches Vorkommnis aus dem Huron-See, welch' letzteres wiederum den Vorkommnissen der Ostsee ja bezüglich der paläo-

geographischen Umstände nächstverwandt ist. Ferner hat E. M. KINDLE (Limestone solution on the bottom of Lake Ontario. The American Journal of. Sc. 4. ser., vol. **39**. 1915, S. 651—656, 3 Textfig.) durchaus identische Erscheinungen aus einem der anderen großen kanadischen Seen, dem Ontario-See, beschrieben.

436) G. LINCK. Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beil. Bd. XVI. 1903, S. 495—513.

437) J. THOULET. De la solubilité de quelques substances dans l'eau de mer. Comptes Rendus Ac. Sc. Paris t. **110**. 1890, S. 652—654.

438) Nach den (bei MURRAY-HJORT 1912, S. 178 und KRÜMMEL, Handbuch I, S. 319 zitierten) von ANDERSON mit natürlichem und von E. COHEN und H. RAKEN mit künstlichem Meerwasser ausgeführten Sättigungsversuchen würde sich kohlensaurer Kalk nahezu in der Menge auch im Meere vorfinden, wie er sich als neutraler kohlensaurer Kalk in kohlensäurefreiem Meerwasser lösen würde. Verschiebungen des Gleichgewichtes in der einen oder anderen Richtung müssen daher entweder Ausscheidung oder Lösung von $CaCO_3$ bewirken.

439) J. THOULET. L'océan. Paris 1904, S. 152. — Etude de fonds marins provenant du voisinage des Açores et de la portion orientale de l'Atlantique nord. Résultats des campagnes scientifiques accomplies sur son yacht par Albert I., Prince Souverain de Monaco, Fasc. XIX, 1901, S. 17.

440) J. THOULET. Expériences sur la sédimentation. Annales des Mines. Ser. 8, T. **19**. 1891, S. 1—35.

441) Damit würde durchaus übereinstimmen, wenn FRIDTJOF NANSEN (Das Bodenwasser und die Abkühlung des Meeres. Internationale Revue d. ges. Hydrobiologie und Hydrographie 5. 1912, S. 1—42) bemerkt, daß das kalte Bodenwasser im nördlichen Atlantischen Ozean im Wesentlichen nicht durch Einströmen von Bodenwasser aus den Meeren der südlichen Halbkugel entstehen könne, da das Tiefenwasser derselben nach den Beobachtungen des „Gauss" 1903 und des „Planet" 1906/07 nach VON DRYGALSKI und BRENNECKE in größeren Tiefen als 3000 m einen viel niedrigeren Salzgehalt — zwischen 34,69 ‰ und 34,74 ‰ — und Temperaturen zwischen 0° C. und 2° C. aufweist, gegenüber 34,90 oder 34,92 ‰ (in der östl. Mulde bisweilen noch etwas mehr) und 2,4° C. oder mehr im Nordatlantischen Ozean.

442) Auch höhere Tiere unterliegen vielfach solchem Massentod infolge schroffen Temperaturwechsels des Meerwassers. Wie J. MURRAY (On the annual range of temperature in the surface waters of the ocean, and its relation to other oceanographical phenomena. The Geographical Journal vol. XII. August 1898, S. 113—134. 1 Karte) ausgeführt hat, beobachtete schon VERRILL im Anfang der achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts im Gebiete des kontinentalen Randes des Golfstromes gegenüber der Küste der Neuenglandstaaten einen außerordentlichen Wechsel in der Fauna des Meeres, als offenbare Folge der heftigen Temperaturschwankungen. 1884 fand der Kommandant TANNER des

„Albatross" zahlreiche Leichen von Oktopoden an der Meeresoberfläche treiben. Noch auffälliger war der Massentod des sogen. „tile-Fisches" (J. MURRAY), des Lopholatilus chamaeleonticeps, der zuerst 1879 beobachtet wurde. Im März und April 1882 durchquerten die Dampfer, welche Philadelphia, Boston und New-York anliefen, auf eine Strecke von 100 km ein Gebiet, in welchem das Meer mit toten Fischen dieser Art angefüllt war, ohne daß sich zunächst irgend eine Ursache für dieses große Fischsterben — wie Krankheit, Parasiten, submarine vulkanische Eruptionen, Entwicklung giftiger Gase (über letztere beide Erscheinungen vergl. in Bd. I) — gefunden hätte, bis Professor W. LIBBEY JR. 1892 auf das plötzliche Einbrechen kalter Wassermassen des Labrador-Stromes hinweisen konnte. Man hat damals geschätzt, daß sich am Boden des Meeres im Gebiete zwischen Cape May und Nantucket ein Lager von Leichen dieser Fische und anderer Organismen von 1,80 m Dicke gebildet haben müsse. Hier wäre auch auf die Lokalisierung der Bildung von Phosphatkonkretionen auf solche Strecken des Meeresbodens zurückzuverweisen, die unter Gebieten mit starkem Temperaturwechsel des Wassers gelegen sind, wie nicht nur die soeben behandelten Strecken vor der Ostküste von Nordamerika, sondern ebenso das Gebiet der Agulhas-Bank, der Ostküsten von Australien und Japan. — Bei dieser Gelegenheit sei noch auf einige andere Fälle von Massensterben höherer Meerestiere hingewiesen. Wie C. WIMAN (Über die paläontologische Bedeutung des Massensterbens unter den Tieren. Paläontologische Zeitschrift I. 1913, S. 153) angibt, fand PORSILD (Meddelelser om Grönland, 25. Kjöbenhavn 1902, S. 219) den Boden in ruhigen Buchten des Hafens bei Disko von Lodden („Angmaset" der Grönländer, capelan der Engländer; Mallotus villosus Müller) dicht bedeckt, eine Folge des physiologischen Massentodes, dem dieser Fisch jährlich nach der Fortpflanzung ausgesetzt ist. J. HJORT (in MURRAY-HJORT — Anm. 270 — S. 707) möchte übrigens auch den Massentod dieses Fisches, der in der Barents-See regelmäßig mit starken Temperaturschwankungen parallel geht, eben auf solche zurückführen. Mallotus villosus findet sich nun reichlich als Wachstumszentrum der als „Marlekor" bekannten Konkretionen des spätglazialen Eismeertones in Grönland und Norwegen; und so ist es gar nicht ein so sehr großer Sprung zur Erklärung mancher noch älterer Vorkommnisse von gehäuftem Auftreten von Fossilien, deren Vernichtung durch biologische Ursachen oder Katastrophen verschiedenster Art ins Auge zu fassen wäre. Welcher Geologe wird z. B. bei Erwähnung des oben zitierten Massentodes von Oktopoden nicht sofort an die „Belemnitenschlachtfelder" des schwäbischen Lias gedacht haben! Allerdings wird es, wenn es schon dem Biologen

nicht immer gelingt, in aktuellen Fällen sofort die Ursache solcher großen Sterben festzustellen (vergl. z. B. bei H. LOHMANN in Sitzungsber. d. Gesellschaft naturforsch. Freunde, Berlin 1912, S. 32—33 über Massentod von Seenadeln [Nerophis] im Gebiete kühlen Wassers nördlich der Azoren im Mai 1911), dem Geologen nur unter Berücksichtigung aller Bildungsbedingungen der betreffenden Sedimentgesteine beschieden sein, zu wahrscheinlich richtigen Resultaten zu gelangen. Als Musterbeispiel einer derartigen Untersuchung darf auf JOH. WALTHERS Darstellung über die Fauna der Solnhofener Plattenkalke (Festschrift für Ernst Haeckel. Jena, G. Fischer, 1904) hingewiesen werden.

443) O. KRÜMMEL. Handbuch .... I, S. 301, 317.

444) E. KOKEN. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Festband 1907, S. 534—535.

445) E. H. L. SCHWARZ. The rocks of Tristan d'Acunha, brought back by H. M. S. Odin, 1904, with their bearing on the question of the permanence of ocean basins. Trans. of the South African Philosophical Society XVI. 1905, S. 9—51.

446) In MURRAY-PHILIPPI [Anm. 33] S. 170, Anm. 1.

447) A. RENARD. Peridotit von der St. Paul's-Insel im Atlantischen Ozean. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1879, S. 390—394. — Description lithologique des récifs de Saint-Paul. Annales de la Société belge de Microscopie 1882, S. 1—53.

448) Vergl. K. ANDRÉE. Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1914, S. 86—90.

449) FR. HEIM. Bericht über die Grundproben (der Deutschen Antarktischen Expedition). Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1912, S. 90—94.

450) K. ANDRÉE. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geologische Rundschau VI. 1916, S. 351—397.

451) E. PHILIPPI. Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **60**. 1908, S. 346—377, und in „Die Grundproben der Deutschen Südpolar-Expedition 1901—1903" (Anm. 34), S. 591—599.

452) Vergl. in A. J. MALMGREN. Über das Vorkommen thierischen Lebens in großer Meerestiefe. Zeitschr. f. wissenschaftl. Zoologie **20**. 1870, S. 460.

453) J. THOULET. Échantillons d'eaux et de fonds provenant des campagnes de la Princesse-Alice (1901). Résultats des Campagnes Scientifiques .... Monaco. Fasc. XXII. 1902, S. 61. — Analyse des fonds récoltés pendant la campagne de 1902. Ibidem, Fasc. XXIX. 1905, S. 45, 47, 61, 63.

454) Die Forschungsreise S. M. S. „Planet". Annalen der Hydrographie etc. **34**. 1906, S. 145—147, 220—227, 259—265, 305—313, 353—365, 409—414, 505—510, 556—562.

455) Vergl. J. THOULET. L'océan. Paris 1904. S. 99.

456) J. THOULET. Étude de fonds marins .... Résultats .... Fasc. XIX. 1901, S 9.

457) Ob es sich in diesem Sediment um ein mit dem antarktischen Diatomeenschlamm identisches oder vergleichbares Sediment handelt, wird die genauere Beschreibung der „Michael Sars"-Grundproben zu erweisen haben. Auch Rote Tone und Blauschlicke, welche LOHMANN (Anm. 356) auf dem Kabeldampfer „von Podbielski" 1902 in dem Gebiete lotete, wo das kalte Labradorwasser mit dem warmen Golfstromwasser zusammentrifft und wahrscheinlich ein unausgesetztes, massenhaftes Absterben der Planktonten erfolgt, enthielten an ein-

zelnen Stellen so zahlreiche Skelette der in den nordischen und arktischen Küstengebieten häufig vorkommenden Diatomee Coscinodiscus radiatus Ehrenb., „daß jedes mikroskopische Präparat des Schlammes zahlreiche Exemplare enthält".

458) Ob die viermal vom „Michael Sars" im Nordatlantischen Ozean gefundene Überlagerung von Blauschlick durch „Diatomeenschlamm" ebenfalls hierherzustellen ist, wird, zumal selbst die Lotpunkte noch nicht bekannt gemacht sind, erst noch abzuwarten sein.

459) Außer im „Gauss"-Werk (Anm. 34) vergl. auch E. PHILIPPI †. Andeutungen von postglazialen Klimaschwankungen in der Südpolar-Region. In „Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit". Herausgegeben vom 11. Internationalen Geologenkongreß. Stockholm 1910, S. 457—459.

460) J. G. ANDERSSON. On the Geology of Graham Land. Bull. of the Geol. Institution of Upsala. VII. (1904—05). 1906, S. 19—71. Taf. I—VI.

461) Vergl. das vom 11. Internationalen Geologenkongreß zu Stockholm 1910 herausgegebene Werk: „Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit" mit zusammenfassender Übersicht von G. ANDERSSON; ferner „Die Klimaveränderungen in Deutschland seit der letzten Eiszeit" in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910, S. 99—304.

462) G. ANDERSSON. Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Congr. Géol. Intern. Compte Rendu de la XI: e Session. Stockholm 1912. Fasc. I. S. 371—377. — Zu dem Resultat, daß der gegenwärtigen Epoche in der Postglazialzeit eine Epoche mit noch trockenerem und wärmerem Klima vorausging, kam seither auch L. S. BERG auf Grund seiner Untersuchungen in Rußland und Zentralasien. Vergl. Geologisches Zentralblatt XVII, Nr. 1493.

463) AD. S. JENSEN und PAUL HARDER. Post-glacial changes of climate in arctic regions as revealed by investigations on marine deposits. Im „Internationalen Klimawerk" (Anm. 461), S. 399—407.

464) Übrigens liegt, wie mir E. VON DRYGALSKI im Laufe eines diesbezüglichen Briefwechsels unter dem 4. II. 1917 mitteilte, auch die Möglichkeit vor, daß PHILIPPIS „abnorme Kalkschichtung" unter der antarktischen Packeiskante auf Inland- und Schelfeisbewegungen und damit zusammenhängende Meeresströmungen zurückgeht, deren Ursachen weiterhin festzustellen wären. Falls man aber annehmen wollte, daß Vorstoß und Rückzug des Eises in der Antarktis wesentlich auf Temperaturschwankungen zurückgehen, würde mit PHILIPPIS Schluß auf ein Wärmeoptimum in der Postglazialzeit auch die Art des Eisrückzuges, wie E. VON DRYGALSKI denselben am Gauss-Berge an den Moränen feststellen konnte, wohl übereinstimmen. Dieser Rückzug erfolgte nämlich am Ende der Eiszeit zunächst schnell, um dann zu stocken, in der Jetztzeit aber sehr verlangsamt wieder einzusetzen; also waren die Bedingungen, unter denen der Rückzug des Eises vor sich ging, in der Postglazialzeit einmal günstiger als vorher und nachher. Näheres hierüber ist in einer

umfangreicheren Monographie des zuletzt genannten Autors über das antarktische Eis zu erwarten.

465) J. MURRAY und R. IRVINE. On coral reefs and other carbonate of lime formations in modern seas. Proc. Roy. Soc. Edinb. **17**. 1889 (90), S. 79—109.

466) G. BISCHOF. Die Gestalt der Erde und der Meeresfläche und die Erosion des Meeresbodens. Bonn, Adolph Marcus. 1867, S. 14.

467) H. LOHMANN. (Plankton-Ablagerungen am Boden der Tiefsee.) Schrift. Naturwissensch. Ver. f. Schleswig-Holstein XIV. 1909. Sitzungsber. S. 399—402.

468) Briefl. Mitteilung von H. LOHMANN an den Verf. vom 28. XI. 1918.

469) H. LOHMANN. Die Bildung von Tiefseeablagerungen durch Auftrieborganismen der Hochsee. (Vortragsreferat.) Verh. d. Naturwissensch. Ver. zu Hamburg. 3. Folge XXV. 1917 (Hamburg 1918), S. XXIX—XXXI.

470) Vergl. hierzu auch meine Andeutungen von 1908 (K. ANDRÉE. Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation etc. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. Beil. Bd. **25**. 1908, S. 418) und J. F. BLAKE. On aggregate deposits, and their relations to zones. Geol. Mag. Dec. IV. vol. V. 1898, S. 481—488.

471) FR. WÄHNER. Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886. Nr. 7 und 8.

472) C. DIENER. Fauna of the Tropites-limestone of Byans. Palaeont. Indica. Ser. XV. 5. Nr. 1.

473) AL. AGASSIZ (Anm. 320), vol. 14, S. 276.

474) Vergl. Anm. 325: Report etc. Nr. XXVII.

475) G. BRAUN. Über marine Sedimente und ihre Benutzung zur Zeitbestimmung. „Meereskunde“, Sammlung volkstümlicher Vorträge, Heft 79. Berlin, E. S. Mittler. 1913.

476) G. DE GEER. Geochronologie der letzten 12000 Jahre. Geologische Rundschau. III. 1912, S. 457—471. — A Geochronology of the last 12000 years. Compte Rendu de la XI. session du Congrès Géologique International. Stockholm 1910. Bd. I, S. 241—253. Pl. 1, 2. 1912.

477) Von zusammenfassender Literatur seien hier zunächst genannt: J. JOLY. Radioactivity and Geology. An account of the influence of radioactive energy on terrestrial history. London, Archibald Constable & Co. 1909. 287 S., Plates I—VI. — FRANZ ED. SUESS. Verschiedene Theorien über die Beziehungen der Radioaktivität zu geologischen Vorgängen. Mitt. d. Geolog. Gesellsch. in Wien **5**. 1912, S. 87—105. — E. EBLER. Berylliumgruppe (Radium). Handwörterbuch d. Naturwissenschaften **1**. 1912, S. 982—996.

478) A. GOCKEL. Die Radioaktivität von Gesteinen. Jahrbuch d. Radioaktivität und Elektronik. 7. Leipzig 1910, S. 487—527.

479) Vergl. A. S. EVE & D. MC INTOSH. The Amount of Radium present in Typical Rocks in the immediate Neighbourhood of Montreal. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science 6. Ser., **14**. 1907. S. 231—237.

480) J. JOLY. On the Radium-Content of Deep-Sea Sediments. Ibidem **16**. 1908. S. 190—197.

481) J. JOLY. The Radioactivity of Terrestrial Surface Materials. Ibidem **24**. 1912, S. 694—705.

482) Daß die kosmischen Partikeln keine wesentlichen Mengen zuführen, ergibt sich nach JOLY aus dem geringen Gehalt der aus dem Roten Ton der „Challenger“-Station 241 (35° 41′ N., 157° 42′ O., 4206 m) ausgezogenen magnetischen Partikeln, welche nur $0{,}6 \times 10^{-12}$ g Ra enthielten.

483) Neuerdings hat J. LAUB (Über einige Beobachtungen der Luftelektrizität und Radioaktivität auf dem Atlantischen und Großen Ozean. I. Bestimmung des Emanationsgehaltes im Ozeanwasser. Meteorologische Zeitschr. **31.** 1914, S. 146 bis 147) einen nicht unerheblich höheren Emanationsgehalt im Wasser des Atlantischen als in dem des Pazifischen Ozeans festgestellt.

484) E. EBLER. Über die Adsorption radioaktiver Stoffe durch kolloidale Kieselsäure. Verh. d. Ges. Deutsch. Naturforsch. und Ärzte. 83. Vers. zu Karlsruhe 1911. II. 1. S. 192—194.

485) Hierzu vergl. außer FR. ED. SUESS (Anm. 477) besonders JOH. KOENIGSBERGER. Berechnungen des Erdalters auf physikalischer Grundlage. B. Bestimmung des Alters der Erde aus radioaktiven Vorgängen. Geologische Rundschau **1.** 1910. S. 245—249.

486) Die diesem Buche beigegebene farbige Karte: „Verbreitung der rezenten Meeressedimente und des Treibeises" ist hauptsächlich, aber nicht ausschließlich auf Grund folgender Darstellungen gezeichnet worden:

1. Atlantischer und Indischer Ozean: J. MURRAY und E. PHILIPPI. Die Grundproben der „Deutschen Tiefsee-Expedition". Deutsche Tiefsee-Expedition. 1898—1899. Bd. X. Karte 1. 2.

2. Pazifischer Ozean: J. MURRAY und G. V. LEE. The depth and marine deposits of the Pacific. Mém. Mus. of Comp. Zoology at Harvard College **38.** 1. Cambridge, U. S. A. 1909. Karte II.

3. Die Treibeisgrenzen auf der nördlichen Halbkugel, welche auf den genannten Karten fehlen, sind für den Atlantischen Ozean entnommen aus SYDOW-WAGNERS Methodischem Schulatlas, Gotha, J. Perthes 1917, Tafel 8 (mittl. Treibeisgrenze) und aus AL. SUPAN, Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig, Veit & Co. 1916, Taf. XIV (äußerste Treibeisgrenze). Im Pazifischen Ozean war die Linienführung, wie ein Vergleich der beiden letztgenannten Darstellungen ergibt, noch bis vor kurzem recht unsicher, was durch die geringere Erforschung dieser Meeresteile zur Genüge erklärt wird; hier ist die Kurve, welche BR. SCHULZ (Die Strömungen und die Temperaturverhältnisse des Stillen Ozeans nördlich von 40° n. Br. einschließlich des Bering-Meeres. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. **39.** 1911, S. 177—190, 242—264, Tafel 15 und 17—19) für Monat März entworfen hat, als äußerste Treibeisgrenze genommen worden.

487) Die insbesondere auf dem Werk von MURRAY und PHILIPPI 1908 beruhende Darstellung von ALBIN ONKEN (Die biogenen Ablagerungen des Atlantischen Ozeans. Prometheus, **28.** 1917, S. 167—171, 182—184, mit 7 Abb.) ist nicht frei von Fehlern und schiefen Auffassungen, berücksichtigt zudem auch nur einen Teil der Literatur.

488) R. HARTMEYER. Die westindischen Korallenriffe und ihr Tierleben. „Meereskunde". II. 2. Berlin 1909.

489) Neuerdings hat CH. GRAVIER (Sur les Madréporaires de l'Afrique occidentale. Compte Rendu de la 38e session [Lille 1909] de l'Assoc. franç. pour l'avancement des Sciences. Notes et Mémoires. Paris 1910. S. 705—708) darauf auf-

merksam gemacht, daß untergeordnete Riffe an der Mündung des Gambia, an der Küste von Sierra Leone und Gabun, sowie um die beiden portugiesischen Inseln San Thomé und Ile du Prince (Ilha do Principe) vorkommen.

490) O. B. Böggild. Mémojres snr les sédiments sous-marins. Duc d'Orléans. Croisière Océanographique accompli à bord de la „Belgica" dans la mer du Grönland 1905. Bruxelles, 1907. 16 S., 1 Karte.

491) Fr. Nansen. The bathymetrical features of the North Polar Seas, with a discussion of the continental shelves etc. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results, vol. 4. Christiania 1904. S. 214—224.

492) O. B. Böggild. On the bottom deposits of the North Polar Sea. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results, vol. V. 1906, S. 1—52. Appendix I. O. N. Heidenreich & Ch. J. J. Fox. Analyses of the bottom deposits. S. 53—57. App. II. Hans Kiaer. Thalomophora of the bottom deposits and the mud from the ice surface. S. 58—62.

493) J. Thoulet. Étnde lithologique de fonds recueillis dans les parages de la Nouvelle-Zemble. Campagne arctique de Mgr le Duc d'Orléans à bord de la „Belgica" de 1907. 4°, 28 S., 1 Liste der Lotungen und 1 Karte. Brüssel 1910.

494) A. L. W. E. van der Veen. Barents-Zee. Jets over zeezand en grondstroomingen. Tijdschrift van het Kon. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. 2. Ser., Teil XXX. 1913, S. 207—211. 1 Kärtchen im Text.

495) E. von Drygalski. Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1891—1893. Bd. I, Berlin 1897, S. 430—443: „Die Eissedimente".

496) Sten de Geer. Hafsvattnets slamhalt inom Spetsbergens Isfjord ur geografisk synpunkt. „Ymer", Tidskrift utgifven af Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi, 1913, S. 148—157.

497) E. Geinitz. Die Endmoränen Deutschlands. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. 72. 1918, S. 103—150, Tafel 1—9.

498) Segelhandbuch für die Ostsee. 1. Abt., 3. Aufl., Berlin 1906, S. 84—111: „Die Eisverhältnisse des Ostseegebietes". — Vergl. Edlund. Om isbildningen i hafvet. Förhandlingar vid de Skandinaviska Naturforskarnes nionde Möte i Stockholm från den 8. till den 15. Juli 1863. Stockholm 1865, S. 74—89 (Zit. nach Ackermann).

499) H. Munthe. Till frågan om submarina geologiska undersökningar i Östersjön-Nordsjön. Geol. Fören. Förhandl. 29. Stockholm 1907, S. 109—127.

500) Denn auch die Methode, welche seinerzeit N. Andrussow (Über eine Methode zur Bestimmung der Geschwindigkeit der Sedimentablagerung auf dem Meeresboden. [Russisch!] Izvěstija Imperatorskago russkago Geografičeskago Obščestva — Mitt. d. Kaiserl. Russisch. Geograph. Ges. St. Petersburg. XXIX. 1893. S. 437—440. 1 Tafel) angegeben hat, — mit Hilfe eines Regenmesser-ähnlichen Apparates — dürfte an den vielen praktischen Schwierigkeiten scheitern. — Einen kurzen deutschen Auszug dieser nur in russischer Sprache erschienenen Mitteilung verdanke ich der Liebenswürdigkeit des stud. phil. P. Kraft.

501) O. Krümmel. Die Deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. Vorträge. Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde und d. Geogr. Inst. a. d. Universität Berlin. Heft 6, 1904, 36 S., 3 Karten. — Ders., Handbuch ..., Bd. I. S. 109—111.

502) Recht übersichtliche Karten der Nordsee im Maßstabe 1 : 5000000 mit Einzeichnung der Bänke, sowie Stein-, Kies-, Sand-, Schlick- und Riffgründe sind in „Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen". N. F. II. Bd., Kiel und Leipzig 1897, Tafel IV—XVIII enthalten und dienen dort als Unterlage biogeographischer Eintragungen.

503) A. J. Jukes-Browne in Contemporary Review 1893, S. 704 (Zitiert nach Krümmel).

504) O. Krümmel. Über Erosion durch Gezeitenströme. Petermanns Geogr. Mitt. **35.** 1889, S. 129—138.

505) E. Geinitz. Die geographischen Veränderungen des südwestlichen Ostseegebietes seit der quartären Abschmelzperiode. Petermanns Geogr. Mitt. **48.** 1903, S. 25 bis 28, 77—83, Tafel 3.

506) H. Spethmann. Tiefenkarte der Beltsee. Petermanns Geogr. Mitt. **57.** 1911, Bd. II, S. 246—251, Karte Tafel 29.

507) E. Büchting. Die Bodenformen der Ostsee. Inauguraldissertation, Jena 1918, 91 S., 5 Kärtchen und Profile auf 4 Tafeln.

508) Diese Tiefe wird neuerdings um 50 m tiefer angesetzt!

509) H. Hausen. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und den angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia. **34.** Nr. 3. Helsingfors 1913/14 (zit. nach E. Büchting).

510) Th. Reinbold. Untersuchung des Borkum-Riffgrundes. 6. Bericht der Kommission der wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere in Kiel für die Jahre 1887—1889. Berlin 1889, S. 189—190, 1 Skizze. — Nach dieser Mitteilung bildet vegetationsloses, bewegliches Geröll, nicht anstehender Fels diesen „Riffgrund".

511) Joh. Reinke. Algenflora der westlichen Ostsee deutschen Antheils. Eine systematisch-pflanzengeographische Studie. 6. Bericht der Kommission der wissenschaftl. Untersuchung der deutschen Meere in Kiel für 1887—89. Berlin 1889, S. III—XI und 1—101. Mit Vegetationskarte der westlichen Ostsee 1 : 600000.

512) Freiherr von Löwenstern. Adler-Grund. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie **4.** 1876, S. 461—462, 1 Tafel.

513) Über die im Sommer 1879 zur Wegräumung des Adler-Grundes ausgeführten Arbeiten (nach einem Bericht des Kgl. Wasserbauinspektors Weinreich im Januar 1880). Ibidem **8,** 1880, S. 286—292.

514) Deimling. Die Neuvermessung des Adlergrundes. Marine-Rundschau **12,** 1901, S. 905—917, 4 Skizzen. — Vergl. auch Benoit, Der Adlergrund. „Himmel und Erde" **14,** 1902, S. 193—200.

515) W. Deecke. Die Oderbank, N. von Swinemünde. IX. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald f. 1903—05. Greifswald 1905, S. 201—213, 1 Tafel.

516) W. Deecke. Ein Versuch, die Bänke der Ostsee vor der pommerschen Küste geologisch zu erklären. Neues Jahrb. f. Mineralogie usw. Beilage Bd. **20,** 1905, S. 445—465, Tafel VIII.

517) Hierzu vergl. jedoch W. Otto im 13. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald f. 1911—12. Greifswald 1913, S. 291—295.

518) Dunston. The eastern extension of the Midland coalfield and the exploration at Southcar. Trans. inst. min. eng. XII. 1896/7, S. 515 (zitiert nach A. Dannenberg).

519) H. Philippsen. Untergegangene Wälder in der Nordsee. Naturwissenschaftl. Wochenschr. N. F. **11,** 1912, S. 699—700. — Ders., Über das Alter der versunkenen Wälder und Moore an den Küsten der Nordsee. Ibidem N. F. **15,** 1916, S. 9—10.

520) F. WAHNSCHAFFE. Die Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. 3. Auflage. Stuttgart 1909, S. 372—387: „Die Veränderungen im Küstengebiete".

521) Vergl. das Referat und die Schlußfolgerungen von G. BRAUN, Die neuzeitliche Senkung der Nordseeküste. Petermanns Geogr. Mitt. 57, 1911, II, S. 21/22.

522) PRESTEL. Der Boden der ostfriesischen Halbinsel. Emden 1870 (zitiert nach F. WAHNSCHAFFE).

523) P. TESCH. Rolsteenen van de Doggersbank. Vortrag. Handelingen van het XV. Nederlandsch Natuur- en Geneeskundig Congres, gehouden te Amsterdam, op 8.—10. IV. 1915, S. 525—530.

524) H. WHITEHEAD and H. H. GOODCHILD. Some Notes on „Moorlog", a Peaty Deposit from the Dogger Bank in the North Sea. (With Report on the Plant-Remains by CLEMENT REID und MRS. REID.) With map and illustrations. Essex Naturalist pts I und II. Vol. XVI (April-July 1909), S. 51.

525) J. W. STATHER. Shelly clay dredged from the Dogger Bank. The Quart. Journ. of the Geol. Soc. London 68, 1912, S. 324—327.

526) HENR. MUNTHE. Den Svenska Hydrografiska Expeditionen År 1877 under Ledning af F. L. EKMAN, Afd. III. Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar. Bandet 27, Nr. 2. Stockholm 1894, 35 S., 1 Karte.

527) G. FORCHHAMMER. Über die veränderte Wasserhöhe an den dänischen Küsten. (Aus dem Dänischen in „Nordisk Universitets-Tidskrift". 2, 1. Kopenhagen 1856.) Zeitschr. f. allgemeine Erdkunde der Gesellschaft für Erdkunde Berlin, N. F. 1, 1856, S. 473—490.

528) EDVARD ERDMANN. Fynd af torf på Kattegats botten. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 30, 1908, S. 221—231, 5 Textabbildungen.

529) G. ANDERSSON. Hvarifrån härstamma de på Kattegats botten anträffade torfblocken? Ibidem 37, 1915, S. 555—566, 5 Abb.

530) W. DEECKE. Geologie von Pommern. Berlin 1907, S. 226—228. — Ders., Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Geogr. Zeitschr. 16, 1910, S. 186—206.

531) W. DEECKE. Vineta. 10. Jahresber. der Geogr. Ges. Greifswald, 1907, S. 43—60, 2 Tafeln und 1 Skizze.

532) K. MÖBIUS. Die wirbellosen Thiere der Ostsee. Jahresber. der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere in Kiel, 1871, IV. A.

533) K. MÖBIUS. Das Thierleben am Boden der deutschen Ost- und Nordsee. R. Virchow-Fr. v. Holtzendorffs Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge, VI. Serie, Heft 122. Berlin, 1871.

534) Einen guten Überblick über die Ergebnisse der älteren Arbeiten über die Lebewelt der Ostsee gab C. ACKERMANN in seinen im übrigen vielfach überholten „Beiträgen zur Physischen Geographie der Ostsee". 399 S., 1 Tiefenkarte, 5 lithographierte Tafeln. Hamburg 1883.

535) REIBISCH. Die Bodenfauna von Nord- und Ostsee. Verh. d. Deutsch. Zool. Ges. auf d. 24. Jahresvers. zu Freiburg i. Br., 1914, S. 221—235.

536) C. G. JOH. PETERSEN und J. CHR. L. LEVINSEN. Trawlings in the Skager Rack and the Northern Cattegat in 1897 and 98. From the Danish Biological Station, IX, 1899 (Kopenhagen, 1900), 56 S.

537) C. G. JOH. PETERSEN. Valuation of the Sea. II. The animal communities of the sea-bottom and their importance for marine zoogeography. Ibidem XXI, 1913 (Kopenhagen, 1914), 67 S., 6 Tafeln, 3 Karten, 1 Anhang.

538) Leider haben Versuche der „Michael Sars"-Expedition in der Tiefsee mit diesen PETERSENschen Bodensammlern keine günstigen Resultate

ergeben; doch werden weitere Modifikationen der Apparatur gewiß auch hier bessere Resultate zeitigen.

539) C. G. Joh. Petersen. The Sea Bottom and its production of Fish-food. A Survey of the work done in connection with valuation of the Danish waters from 1883—1917. Report of the Danish Biological Station to the Board of Agriculture. Kopenhagen, 1918, 62 S., 10 Tafeln, 1 Karte.

540) C. G. Joh. Petersen. Om Baendeltangens (Zostera marina) Aars-Production i de danske Farvande. Mindeskrift for Japetus Steenstrup. I. Del, IX, S. 1 bis 20, 1914.

541) P. Boysen Jensen. Studies concerning the organic matter of the Sea Bottom. Report of the Danish Biological Station, XXII, 1914 (Kopenhagen, 1915), S. 1—15.

542) C. G. Joh. Petersen and P. Boysen Jensen. Valuation of the Sea. I. Animal Life of the Sea-Bottom, its food and quantity (Quantitative studies). From the Danish Biological Station, XX, 1911, 81 S., 6 Tabellen, 3 Karten, 6 Tafeln.

543) Siehe die Karte in der Darstellung von Petersen von 1918. — Der Versuch, auch im nordöstlichen Atlantischen Ozean und im Norwegischen Nordmeer bis hin nach Spitzbergen einzelne Lebensgemeinschaften zu unterscheiden, welche z. T. mit denen der dänischen Gewässer identisch sind (vergl. C. G. Joh. Petersen. Notes to Charts I and II. Appendix to Report of the Danish Biological Station, XXI. 1914 (Kopenhagen, 1915), ist besonders für die tieferen Gewässer nichts anderes als ein Hinweis darauf, daß auch in diesen Gebieten ähnliche Resultate erhalten werden könnten, wenn in Zukunft darauf hingearbeitet wird. Heute ist das Meiste noch Vermutung.

544) T. H. Behrens. Über die Untersuchung der Grundproben. In „Die Expedition zur physikalisch-chemischen und biologischen Untersuchung der Ostsee im Sommer 1871 auf S. M. Avisodampfer Pommerania". Jahresbericht der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere in Kiel für das Jahr 1871. I. Jahrgang, 1873, S. 57—63.

545) Orth. Beiträge zur Meereskunde. 2. Die Zusammensetzung der in den Jahren 1873 und 1874 in der Ostsee und in der Nordsee von einigen Vermessungsschiffen der Kaiserlichen Marine aufgenommenen Meeresgrundproben. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. III. 1875, S. 310, 2 Tabellen auf S. 304/305, 1 Tafel mit 2 Kartenskizzen.

546) Die jetzt Prof. Dr. H. Stremme gehörigen Proben sind erst vor kurzem dem Verf. zu eventueller weiterer Bearbeitung, die gelegentlich ausgeführt werden soll, übergeben worden.

547) W. von Gümbel. Geologisch-mineralogische Untersuchung der Meeresgrundproben aus der Nordsee. Die Ergebnisse der Untersuchungsfahrten S. M. S. Knbt. „Drache" in der Nordsee in den Sommern 1881, 1882 und 1884. S. 23—47. Berlin, E. S. Mittler, 1886.

548) Det videnskabelige Udbytte af Kanonbaaden „Hauchs" Togter i de Danske Have indenfor Skagen i aarene 1883—86. Kopenhagen 1893, S. 57—59: K. Rördam. Kemiske Undersögelser af nogle Bundpröver fra Danske Farvande. — S. 433 bis 437: C. G. Joh. Petersen. General results: The Bottom Deposits.

549) E. Küppers. Physikalische und mineralogisch-geologische Untersuchung von Bodenproben aus Nord- und Ostsee. Wissenschaftl. Meeresuntersuchungen, her-

ausgegeben von der Kommission zur Untersuchung der deutschen Meere in Kiel und der Biologischen Anstalt auf Helgoland. Abteilung Kiel. Neue Folge Bd. **10.** 1906. S. 3—11. Mit 2 Karten im Text.

550) H. Spethmann. Studien über die Bodenzusammensetzung der baltischen Depression vom Kattegat bis zur Insel Gotland. Ibidem, Bd. **12.** Kiel 1910. S. 303 bis 314. 1 Karte.

551) C. Apstein. Bodenuntersuchungen in Ost- und Nordsee. Sitzungsber. d. Ges. naturforschender Freunde. Berlin 1916. S. 355—376. Tafel XIII, XIV.

552) Lasard. Mittheilungen über Veränderungen des Meeresbodens der Nordsee. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **40.** 1888. S. 190.

553) H. Spethmann. Fossile Sande und Strömungsrinnen im Küstengebiet Vorpommerns. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1913. S. 214—218.

554) Proc. Royal Soc. Edinburgh, **22.** 1900. S. 409—429.

555) J. Murray. On the depth and marine deposits of the Indian Ocean, with descriptions of the deposit-samples collected by Mr. J. Stanley Gardiner in 1905. (Percy Sladen Trust Expedition). Trans. Linn. Soc. Ser. 2. Zoology, vol. XIII. 1909. S. 355—396. Tafeln 22—24.

556) G. Schott. Geographie des Persischen Golfes und seiner Randgebiete. Mitt. d. Geograph. Ges. in Hamburg. Bd. XXXI. 1918. S. 1—110. 11 Ansichtstafeln, 2 Karten auf 2 Tafeln und 14 Textfiguren.

557) G. Schott. Ozeanographie und Klimatologie des Persischen Golfes und des Golfes von Oman. Beilage zu den Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. 1918. 46 S., 7 Tafeln.

558) Segelhandbuch für den Persischen Golf. Reichsmarineamt, Berlin 1907. S. 166, 169.

559) z. B. v. d. B. Außergewöhnlich hohe Luft- und Wassertemperaturen im Roten Meer und im Persischen Golf. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie **39.** 1911. S. 101—104.

560) S. Genthe. Der Persische Meerbusen. Inauguraldissertation, Marburg 1896.

561) Vergl. z. B. C. Crossland. Desert and water gardens of the Red Sea. Cambridge 1913. S. 145. Profil 12. — So auch die Deutung eines der besten Kenner der Geologie dieser Erdgegend, M. Blanckenhorn.

562) Joh. Elbert. Die Sunda-Expedition des Vereins für Statistik zu Frankfurt am Main. Bd. II. Kapitel: „Austrasien und die Entwicklungsgeschichte der indo-australischen Inselwelt vom Tertiär bis zur Gegenwart". S. 13—16 (des Sep.).

563) J. Wanner. Einige geologische Ergebnisse einer im Jahre 1909 ausgeführten Reise durch den östlichen Teil des indoaustralischen Archipels. Centralbl. f. Mineralogie etc. 1910. S. 146.

564) Siboga-Expeditie I. Max Weber. Introduction et description de l'expédition. 1902. S. 80. — Ibidem LXV. O. B. Böggild. Meeresgrundproben der Siboga-Expedition. 1916. S. 43, 44. — Vergl. auch G. A. F. Molengraaff in „The Coral reef problem and Isostasy". Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam, Proceedings Vol. XIX. 1916. S. 623, 624.

565) Segelhandbuch für den Stillen Ozean. Deutsche Seewarte. Hamburg 1897. S. 5—6.

566) Zum Vergleich mögen hier die älteren Arealzahlen von J. Murray von 1891 (in der von Al. Supan in Peterm. Geogr. Mitt. **38.** 1892. Lit. ber. No. 1164. S. 189—190 in das metrische Maß verwandelten Form) mit denen O. Krümmels von 1907 zusammengestellt sein, wobei noch zu bemerken wäre, daß die ersteren auf 346,2, die letzteren aber auf 361,3 Millionen qkm sich beziehen:

| | J. Murray 1891 | O. Krümmel 1907 | |
|---|---|---|---|
| Diatomeenschlamm | 28,3 Mill. qkm | | 23,2 Mill. qkm |
| Radiolarienschlamm | 5,9 „ „ | | 12,2 „ „ |
| Roter Ton | 133,4 „ „ | | 130,3 „ „ |
| Globigerinenschlamm | 128,3 „ „ | | 105,6 „ „ |
| Pteropodenschlamm | 1 „ „ | | 1,4 „ „ |
| Blauer Schlick | 37,6 „ „ | Hemipelagische Ablagerungen | 55,7 „ „ |
| Roter Schlick | 0,3 „ „ | | |
| Grünsand und grüner Schlick | 2,6 „ „ | | |
| Vulkansand und Vulkanschlick | 1,9 „ „ | Litorale Ablagerungen | 33 „ „ |
| Korallensand und Korallenschlick | 7 „ „ | | |

567) Das Kärtchen (Tafel VII) „Verbreitung der Schwammfischereigründe, des Vorkommens der Edelkorallen, Bankaustern, Baumaustern und Meeresperlmuscheln, sowie der Hauptgewinnungsstätten der Perlen" ist im Wesentlichen auf Grund folgender Quellen entworfen: 1. W. Marshall: Atlas der Tierverbreitung (Berghaus' Physikalischer Atlas, Abt. VI). Nr. VIII (des ganzen Atlas Nr. 59), Kärtchen VI und S. 9 des begleitenden Textes. Gotha, Justus Perthes, 1887. — 2. Kärtchen: „Verbreitung wichtiger niederer Tiere" in „Brehms Tierleben", 4. Auflage, 1918. — 3. Briefliche Mitteilungen und Manuskriptkarte von E. Vanhöffen †, dem Verf. für Zwecke dieses Buches im Februar 1917 zur Verfügung gestellt. — 4. Bezüglich der Verbreitung der Edelkorallen vor allem: Kishinouye in Journal of the Imperial Fisheries Bureau. vol. XIV, 1. Tokyo, 1904.

568) Einige wichtige Angaben des Folgenden entnahm ich, soweit nicht die betreffende Quelle noch besonders angegeben ist, außer den in der vorhergehenden Anmerkung angeführten Stellen folgenden Darstellungen: „Amtliche Berichte über die Internationale Fischerei-Ausstellung zu Berlin 1880". 5 Theile in einem Bande. Berlin, 1881. — Max Eckert, Kapitel „Wirtschaftsgeographie" in L. von Wiese's Wirtschaft und Recht der Gegenwart. Bd. II, S. 448—508. Tübingen, 1912. — Abschnitt 6: „Das Thierleben des Meeres" in W. Haacke und W. Kuhnert. Das Thierleben der Erde. Bd. III. Berlin, M. Oldenbourg.

569) Hier mag auf eine ansprechende Schilderung hingewiesen werden, welche auch den Einfluß des Menschen auf das Meer und seine Bildungen berücksichtigt: Ernst Fischer †. Der Mensch als geologischer Faktor. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 67, 1915, S. 106—148. Der Verfasser schildert, wie durch Ziehen von Deichen 268 Quadratmeilen des Meeresbodens der Küste von Holland zugefügt wurden, wie Uferbauten und Strandbefestigungen (Helgoland!) der Zerstörung durch das Meer erfolgreich Einhalt tun, auch wie untergehende Schiffe in beträchtlichem Maße die Masse des Sedimentmateriales am

Meeresboden vermehren helfen. Nicht minder geschieht dieses durch Überbordwerfen organischer Abfälle aller Art, durch die immensen Mengen von Kohlenaschen und -schlacken auf den Routen der transozeanischen Dampferlinien und durch das Ausladen von Ballast. Wird schon hierdurch beim Sammeln von Küstengeröllen eine große Vorsicht nötig — eine lange für vulkanischer Herkunft gehaltene, schaumige Schlacke der Nordseeküsten erwies sich z. B. schließlich als das Produkt eines an der britischen Ostküste gelegenen Hochofenwerkes — so gilt das mehr und mehr auch für die Sedimente des offenen Meeres, aus welchen die Dredschen gar nicht so selten die verschiedensten Abfallprodukte menschlicher Tätigkeit wieder zutage förderten. Nehmen wir hinzu, daß der Schiffsverkehr manche Tierformen in die entferntesten Winkel des Weltmeeres verschlagen kann, daß durch die Grabung von Kanälen, wie bei Suez und Panama, zwei getrennte Faunengebiete in Austausch geraten können, daß wohl ungeheure Massen von Erde und Böden aus solchen Kanälen — wie beim Bau des Nordostseekanals vor der Kieler Föhrde — am Meeresboden aufgeschüttet werden, wodurch sich nicht nur die Tiefenverhätnisse, sondern auch die Verbreitung des pflanzlichen und tierischen Benthos und damit vielleicht das Gleichgewicht im biologischen Meereshaushalt verschieben können (J. Reinke 1896), so zeigt es sich in der Tat, daß hier durch den Eingriff des Menschen Veränderungen angebahnt wurden und werden, an denen die Wissenschaft nicht achtlos vorbeigehen darf. — In diesem Zusammenhange wäre auch noch einmal auf die im Interesse der Schiffahrt ausgeführte, künstliche Hinwegräumung von Untiefen, wie des Adlergrundes in der Ostsee (vergl. S. 494), und auf das Versenken von Steinen (S. 570) oder leeren Muschelschalen (S. 564, 565) an bestimmten Orten und zu bestimmten praktischen Zwecken hinzuweisen.

570) Jahrb. kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1915. XXXVI, I, S. 543.

571) C. H. Ostenfeld. On the Ecology and Distribution of the Grass-Wrack (Zostera marina) in Danish Waters. Report of the Danish Biological Station. XVI, 1908.

572) K. Rørdam. Kemisk Undersögelse af Baendeltangen fra Danske Farvande. Den kgl. Veterinaer- og Landbohöjskoles Aarskrift, 1917, S. 109—145.

573) M. C. G. Lehmann. Der entdeckte Nutzen des Seegrases zum Füllen der Küssen und Polster. Kopenhagen bei Schubothe, 1814 (Dänisch, ibidem 1812).

574) Zeitschr. Kali. VI, 1912, S. 280/281.

575) J. S. Burd. The economic value of Pacific coast kelps. California University Exper. Station 1915. Bull. 248.

576) Chemiker-Zeitung **39**, 1915, S. 478/9.

577) F. Friedensburg. Kalivorkommen und Kaligewinnungsversuche in den Vereinigten Staaten von Nordamerika. „Glückauf" (Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift). **53**, 1917, 19.—23. Heft, bes. S. 461—466: „Kaligewinnung aus Meerestang (Kelp)".

578) Georg von Eckhel. Der Badeschwamm in Rücksicht auf die Art seiner Gewinnung, die geographische Verbreitung und locale Variation. Triest (im Selbstverlage des Verf.s) 1873, 42 S., 1 Karte, 2 Tafeln.

579) R. Greeff. Über die Corallenfischerei an der Küste der Capverdischen Insel S. Thiago. Zoologischer Anzeiger 1882, Nr. 121, 2 S.

580) Kishinouye in Journal of the Imperial Fisheries Bureau. Vol. XIV, 1. Tokyo 1904 (Zit. nach frdl. Mitt. von E. Vanhöffen †).

581) Eine eingehendere Darstellung von H. Simroth über die Kunst Austern zu kultivieren findet sich in Brehms Tierleben. 4. Aufl., Bd. I, 1918, S. 524–533.

582) B. Helland-Hansen. Die Austernbassins in Norwegen. Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie. Bd. I, 1908/09 (Leipzig), S. 553 bis 573.

583) K. Möbius. Über die Austern- und Miesmuschelzucht und die Hebung derselben an den norddeutschen Küsten. Bericht a. d. H. Minister f. d. landwirtschaftl. Angelegenheiten. Berlin, Wiegandt und Hempel 1870 — K. Möbius. Die Auster und die Austernwirtschaft. Mit 1 Karte und 9 Holzschnitten. Berlin 1877. — K. Möbius. Über die Tiere der schleswig-holsteinischen Austernbänke, ihre physikalischen und biologischen Lebensverhältnisse. Sitz.-Ber. d. k. preuß Akad. d. Wissensch. zu Berlin. VIII, 1893, S. 67 92. — H. Griesbach. Die Auster und die Austernwirtschaft mit besonderer Rücksicht auf die Auster der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. „Kosmos" VII. Jahrg (Bd. XIII), 1883, S. 449–463. Tafel IV, V. — Heyking. Königlich Preußische Austernbänke, ihre Bewirtschaftung und Nutzung. Mitt. d. Deutschen Seefischerei-Vereins. **29**, 1913, S. 201 bis 205, 5 Abb.

584) Amtliche Berichte über die Internationale Fischerei-Ausstellung zu Berlin. 1880. 5 Theile in einem Bande. Berlin 1881. Theil II (M. Lindemann). S. 25/26.

585) Das Aussehen einer typischen dänischen Austernbank hat H. Blegvad beschrieben (I Dykkerdragt. Naturens Vaerksted, 3' Hefte, 1916, S. 65–77). — Über die dänische Austernkultur vergl. auch C. G. Joh. Petersen. First and second Report on the Oysters and Oyster Fisheries in the Lim Fjord. Report on the Danish Biological Station. XV und XVII. Kopenhagen 1908; ferner C. G. Joh. Petersen in „The sea-bottom and its production of fish-food". Ibidem. Kopenhagen 1918, S. 56–60.

586) A. Hagmeier. Über die Fortpflanzung der Auster und die fiskalischen Austernbänke. Wissenschaftl. Meeresuntersuch., N. F. Bd. XI, Abt. Helgoland, S. 219 bis 248, 2 Textabb., Tafel XXII. Kiel und Leipzig 1916. — Hier auch noch weitere Literatur zu dieser Frage.

587) Vergl. z. B. W. H. Brooks. The oyster. Baltimore 1905.

588) Die Vernichtung der Austernschädlinge, insbesondere des Buccinum (Wellhorn, whelk der Engländer) im Limfjord behandelt C. G. Joh. Petersen. Some experiments on the possibility of combating the harmful animals of the fisheries, especially the whelks in the Limfjord. Report of the Danish Biological Station. XIX. Kopenhagen 1911.

589) M. Lühe. Über die Entstehung der Perlen. Schrift. Physik.-ökonom. Ges. XLV, S. 79–82. Königsberg i. Pr. 1904. — J. Meisenheimer. Neuere Untersuchungen über die Biologie der Perlmuscheln und die Bildung der Perlen. Naturwissenschaftl. Wochenschr. N. F. XI (XXVII), 1912, S. 123—124. — E. Korschelt. Perlen und Perlenbildung. Handwörterb. der Naturwissensch. VII, 1912, S. 574 bis 586. — Ders. Perlen. Altes und Neues über ihre Struktur, Herkunft und Verwertung. Fortschritte der Naturwissenschaftl. Forschung 7, 1913, S. 111–190.

590) Nach HARTMEYER, der diese Bank besuchte, liegt die Perlbank der Sharks-Bai sehr flach und hat groben Sandgrund, auf welchem die Perlmuscheln schon mit der Hand vom Boote aus erreicht werden konnten. Doch sollen dieselben nur wenig Perlen liefern und hauptsächlich der Perlmutter wegen gesammelt werden (nach frdl. briefl. Mitt. von E. VANHÖFFEN vom 5. III. 1917).

591) Vergl. auch die neuesten Mitteilungen über Perlenfang und Perlenhandel im Persischen Golf von G. SCHOTT in Mitt. d. Geographischen Gesellschaft in Hamburg, Bd. XXXI, 1918, S. 72—74.

592) A. VOELTZKOW. Forschungen über Korallenriffe. Geographischer Anzeiger 1907, Heft 2.

593) Anonymus. Die Perlenfischerei und -industrie auf den Philippinen-Inseln Zeitschr. „Der neue Orient“, Bd. 2, 1918, Nr. 11/12, S. 564—565.

594) CHARLES LINCOLN EDWARDS. The Abalones of California. Ann. Rep. Smiths Inst. Washington for 1913 (1914), S. 429—438, 10 Tafeln.

595) Außer der früher mitgeteilten Literatur (bes. DOSS) vergl. noch ABEL. Die Sool- und Schlammbäder in den Limanen bei Odessa. 15. öffentl. Sitz. der balneologischen Gesellschaft 1893 (Ref. in Schmidts Jahrb. d. ges. Medicin. Bd. 243, 1894, S. 101). — A. HUNNIUS. Die Seebäder Hapsals. Reval 1853. — HOLZMAYER. Das Bad Arensburg auf der Insel Oesel. Arensburg 1880. — FRITZ M. BEHR. Zur Kenntnis der balneologischen Verhältnisse Kurlands. Zeitschr. f. Balneologie, Klimatologie und Kurort-Hygiene 10, 1917/18, Nr. 9/10, S. 55-66

596) Die umfangreiche Literatur über diesen Gegenstand ist in folgenden Darstellungen zu finden: FÜRER, Salzbergbau und Salinenkunde. Braunschweig 1900. — O. VON BUSCHMAN. Das Salz, dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde. Bd. I, 1909. Bd. II, 1906. Leipzig. W. Engelmann. — L. MAILLARD. L'industrie des salines côtières. Bull. de l'Inst. Océanogr. Nr. 100, 1907. — MÜLLER. Die Salzgärten des Meeresufers. Dissert. Leipzig 1910. — W. NIEMANN. Die Salzvorräte der Sahara. Ihre Natur und Verwertung. Dissert. Leipzig 1914.

597) ALFR. PHILIPPSON. Das Mittelmeergebiet. 3. Aufl. Leipzig, 1914, S. 61—62

598) Schon phönizische und punische Fischer benutzten die Produkte mehr oder weniger natürlicher Salzgärten zum Konservieren ihrer Beute. Die bereits von PLINIUS erwähnten Salinen von Pelusium wurden die Vorläufer der modernen Betriebe von El Meks und Baltim, die gegenwärtig Ägypten mit Seesalz versorgen.

599) ADOLF STEUER. Biologisches Skizzenbuch für die Adria. Leipzig 1910, S. 32ff.

600) H. PRAESENT im VIII. Jahresber. d. Geograph. Ges. Greifswald für 1911/12. Greifswald 1913, S. 95.

601) SCHOSTAK. Über die Salzindustrie am Kujalnik-Liman. Mem. d. Odessaer Statistischen Com. Bd. I, 1865 (Zit. nach N. SOKOLOW 1895).

602) JOH. WALTHER. Einleitung usw. S. 852.

# Verzeichnis der Textfiguren

Fig. 139 (S. 566). Oberes Bild: Mangrove-Austern-„Bank". Keppel-Bai. Küste von Ostaustralien. Unteres Bild: Mangrove mit Baumaustern bewachsen. Endeavour-Aestuarium. Australien. Nach SAVILLE-Kent, The Great Barrier Reef of Australia. 1893.

## Verzeichnis der Tafeln und Karten

## Sach-, Orts- und Autoren-Register

(Das Register bezieht sich auch auf das Verzeichnis der benutzten Literatur nebst Bemerkungen auf S. 579—628.)

## B.

C.

D.

G.

## L.


Digitized by Google

## N.

## O.

## Q.



## R.

## S.

## U.



## V.

## W.

## Berichtigungen

S. 35. Der Sogstrom heißt in Ostpreußen wohl „die Sucht“.
S. 139. Zeile 11/12 von oben sind folgende Worte zu streichen: „daneben aber die noch näher ins Auge zu fassenden, Kalk-absondernden Nulliporen“.
S. 363. Fig. 121, Unterschrift Zeile 4 lies Coscinodiscus anstatt Coscinodiscuo.
S. 436. Zeile 15 von oben lies hervorrufen anstatt hervorrufcn.
S. 593. Zeile 23 von oben, Anm. 182, lies Description anstatt Desciption.



Eine große Seeschildkröte, Chelone viridis Schneid. (mydas Latr.), durch die Dünen vom Eierlegen zum Meere zurückkehrend und dabei eine breite, dem „Mittelgeleise einer Zahnradbahn“ vergleichbare Kriechfurche erzeugend.



Eine verendete Schildkröte der gleichen Art dient einer Schar von Einsiedlerkrebsen, deren frische Kriechspuren zu erkennen sind, als Nahrung. Insel Europa. Kanal von Mozambique.

ALFR. VOELTZKOW phot. Nach zwei Lichtbildern des Berliner Museums für Meereskunde

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Leipzig

# Verbreitung der Schwammfischereigründe, des Vorkommens der Edelkorallen, Bankaustern, Baumaustern und Meeresperlmuscheln, sowie der Hauptgewinnungsstätten der Perlen.

(Das Kärtchen ist im Wesentlichen auf Grund folgender Quellen entworfen:

1. **W. Marshall,** Atlas der Tierverbreitung (Berghaus' Physikalischer Atlas, Abt. VI.) Nr. VIII (des ganzen Atlas Nr. 59), Kärtchen VI und p. 9 des begleitenden Textes. Gotha, Justus Perthes, 1887.
2. Kärtchen: „Verbreitung wichtiger niederer Tiere“ in „Brehms Tierleben“, 4. Aufl., 1918.
3. Manuskriptkarte von **E. Vanhöffen †,** dem Verf. für Zwecke dieses Buches im Februar 1917 zur Verfügung gestellt.
4. bezüglich der Verbreitung der Edelkorallen vor allem: **Kishinouye** in Journal of the Imperial Fisheries Bureau. vol. XIV, 1. Tokyo, 1904.)

**Legende:**

= Schwammfischereigründe (Spongia officinalis und Hippospongia equina)

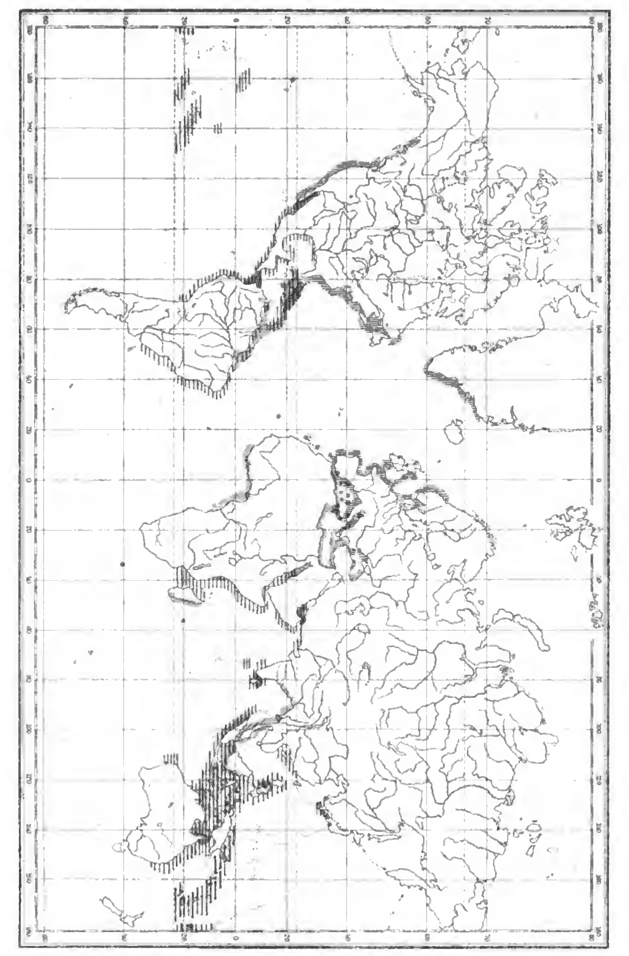
= Edelkorallen (Corallium rubrum und secundum)

= Bankaustern (Ostrea edulis und Verwandte)

= Baumaustern (Alectryonia crista galli)

= Meeresperlmuscheln (Margaritifera margaritifera und Verwandte)

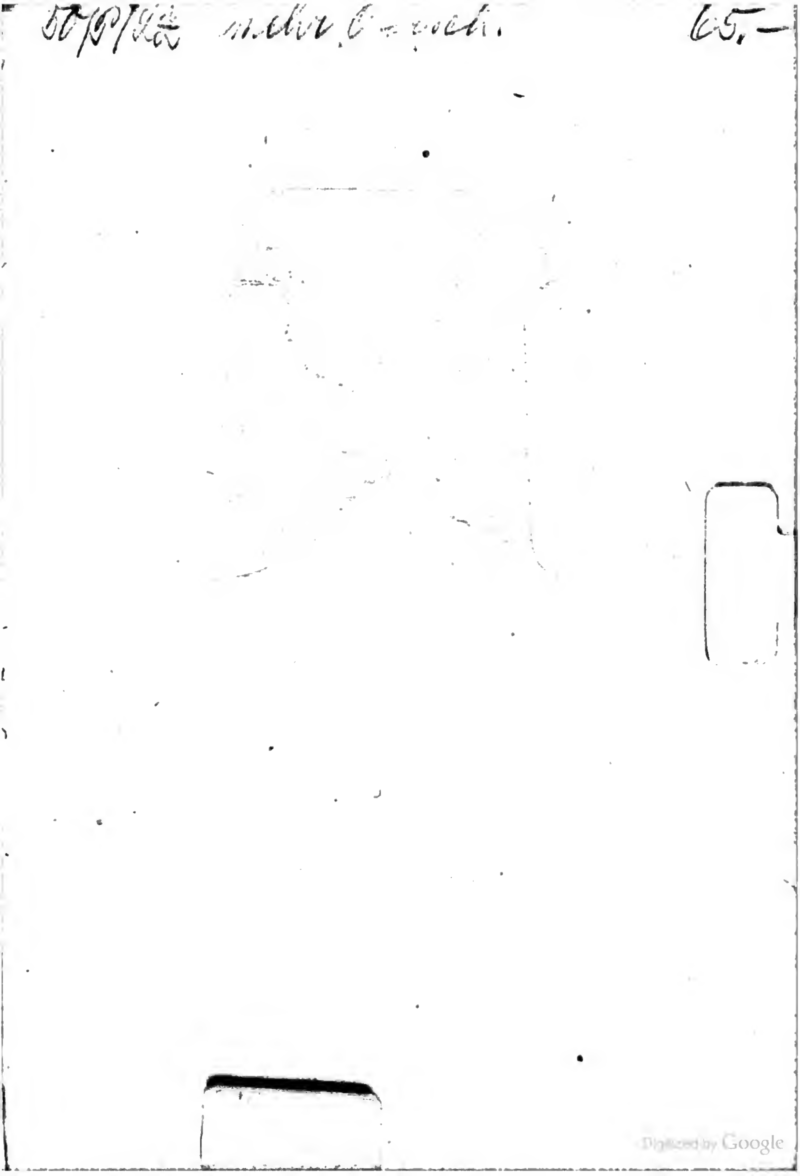
= Hauptgewinnungsstätten der Perlen



*H. Laue Lith. Inst. Berlin* *Verlag von Gebrüder Borntraeger in Leipzig.*

UND DES TREIBE

100 120 140 160 18


65.–

